

I.G.  
8536  
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI  
DE  
GEOLOGIE ȘI GEOFIZICĂ

VOL. I



8536  
Volum special editat cu ocazia celui de-al 25-lea  
CONGRES INTERNAȚIONAL DE GEOLOGIE  
Sydney, 1976

BUCUREȘTI  
1976



Institutul Geologic al României

Responsability of the paper content gets  
exclusively over the author





INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

ANNUARY OF THE INSTITUTE  
OF  
GEOLOGY AND GEOPHYSICS

VOL. L



Special paper issued for the 25<sup>th</sup>  
INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS  
Sydney, 1976



BUCHAREST  
1976



Institutul Geologic al României

## CUPRINS

	<u>Pag.</u>
Rădulescu D. P., Cornea I., Săndulescu M., Constanti- nescu P., Rădulescu F., Pompilian Al. Structura scoarței terestre în România — o încercare de interpretare a studiilor seismice profunde . . . . .	5
Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. Metamorfitele pre-mezozoice din Carpații Orientali . . . . .	37
Patrulius D., Neagu Th., Avram E., Pop Gr. Stratele de la limita Jurasic-Cretacic în România . . . . .	71
Motăș C. I., Marinescu Fl., Popescu Gh. Notă asupra Neogenului din România . . . . .	127
Panin N. Unele aspecte ale proceselor fluviale și marine din Delta Dunării Kräutner H., Kräutner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacșu Vasilica. Interpretarea vîrstelor radiometrice K/Ar pentru rocile metamorfice regenerate. Un exemplu — Carpații Orientali . . . .	149 167





## C O N T E N T S

Page

Rădulescu D. P., Cornea I., Săndulescu M., Constantinescu P., Rădulescu F., Pompilian A. I. Structure de la croûte terestru în România — essai d'interprétation des études sismiques profonds	5
Bercia I., Kräutner H., Mureşan M. Pre-Mesozoic Metamorphites of the East Carpathians . . . . .	37
Patrulius D., Neagu Th., Avram E., Pop Gr. The Jurassic-Cretaceous boundary beds in Romania . . . . .	71
Motăş C. I., Marinescu Fl., Popescu Gh. Essai sur le Néogène de Roumanie . . . . .	127
Panin N. Some Aspects of Fluvial and Marine Processes in Danube Delta	149
Krautner H., Krautner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacşu Vasilica. Interprétation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple — les Carpates Orientales . . . . .	167







# STRUCTURE DE LA CROÛTE TERRESTRE EN ROUMANIE

## ESSAI D'INTERPRETATION DES ÉTUDES SISMQUES PROFONDES<sup>1</sup>

PAR

DAN P. RĂDULESCU<sup>2</sup>, ION CORNEA<sup>3</sup>, MIRCEA SÂNDULESCU<sup>3</sup>,  
PETRE CONSTANTINESCU<sup>3</sup>, FLORIN RĂDULESCU<sup>3</sup>, ALEXANDRU POMPILIAN<sup>3</sup>

### Abstract

The Structure of the Earth's Crust in Romania — an Attempt to Interpret the Profound Seismic Studies. This paper presents the peculiarities of the methods of the seismometric researches carried out in Romania with the view of determining the structure of the earth's crust and upper mantle, the characteristics of the table of the recorded waves, and the main results of the observation data interpretation. The seismic sections as well as the seismologic information allow the understanding of the major structure of the crust and especially the peculiarities obtained as a result of the movement of the microplates in this region, during the Mesozoic and the Tertiary. The main convergence and profound dislocations have been identified.

L'analyse de la structure physico-géologique de la partie supérieure de la lithosphère a connu un remarquable essor dans tous les pays où les sciences de la terre sont largement développées. Les techniques de plus en plus avancées ont permis d'obtenir des informations sismiques sur des éléments situés à des profondeurs de plus en plus grandes.

En Roumanie l'étude systématique de la croûte par sondages sismiques profonds, commencée en 1966, s'est continuellement développée. Les travaux ont été projetés suivant les recommandations de la Commission de géophysique de l'Association Carpato-Balkanique et de la Commission

<sup>1</sup> Reçu le 14 Mai 1976, accepté le 25 Mai 1976.

<sup>2</sup> Université de Bucarest, Faculté de Géologie et de Géographie, Bd. N. Bălcescu no. 1, Bucarest.

<sup>3</sup> Institut de Géologie et de Géophysique, rue Caransebeș no 1, Bucarest, 32.



pour la géophysique planétaire des Académies des Sciences. La succession de ces études par sondages sismiques profonds a été la suivante (fig. 1) :

- sondages ponctuels dans la partie NW de la Roumanie où on a utilisé les tirs effectués sur le profil international III (E n e s c u et al., 1967),
- enregistrements sismiques continus sur le profil international II (190 km) de Galați à Călărași (C o n s t a n t i n e s c u et al., 1970),

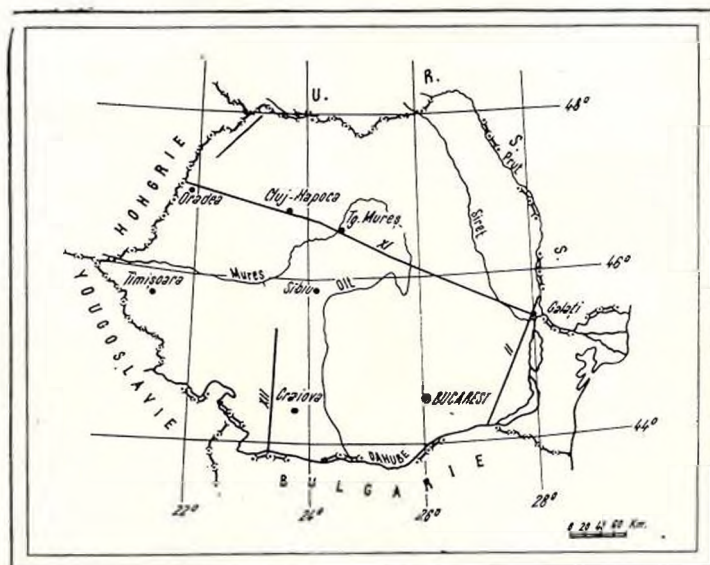


Fig. 1. — Esquisse d'emplacement des profils (coupes) sismiques internationaux.

— enregistrements sismiques régionaux sur le profil international XI de Galați à Oradea ; une étude sismique de la Dépression de Focșani a été réalisée en même temps (E n e s c u et al., 1972),

— une partie du tronçon roumain du profil XII ; les études s'y poursuivent.

Sur les profils II et XI des recherches communes avec les spécialistes de l'URSS, de Bulgarie et de Hongrie ont été réalisées afin d'assurer la corrélation des données sismiques et la continuité des images concernant la structure de la croûte terrestre (C o n s t a n t i n e s c u et al., 1975). Les résultats des sondages profonds cités ci-dessus constituent la base des analyses et des interprétations que nous allons faire dans la présente note, dont le but principal est de corréler les images sismiques et les phénomènes géologiques.

Une analyse plus ou moins détaillée et plus ou moins approfondie de la structure de la croûte terrestre en Roumanie a été essayée depuis assez longtemps, en utilisant les données sismologiques. Dans ce domaine





la première synthèse moderne est due à *Atanasiu* (1961) qui a rassemblé la presque totalité des informations concernant les tremblements de terre produits avant 1950 et les a interprétées suivant une conception tectonique unitaire. Les premières indications concernant l'épaisseur de la croûte ont été obtenues dans la région sismique de *Vrancea* (*Demetrescu, Petrescu*, 1953, 1954). Les recherches ultérieures (*G. Demetrescu, G. Petrescu, T. Iosif, D. Enescu, C. Radu*) ont fourni des données sur l'épaisseur des différentes couches de la croûte dans différents points (*Focșani, București, Cîmpulung*), toujours à l'extérieur des Carpates.

La synthèse des études sismologiques de *Petrescu et Radu* (1963) arrive à donner une première image sur la structure de la croûte terrestre en Roumanie. En comparant ces données avec les informations obtenues plus tard par des sondages sismiques profonds, on constate que les recherches sismologiques ont évalué des épaisseurs trop grandes de la croûte; dans ce sens une reconsidération des impulsions analysées dans les études des tremblements de terre est nécessaire.

Plusieurs essais sur la sismo-tectonique du territoire roumain et surtout sur la région de courbure des Carpates Orientales ont été publiés ce dernier temps (*Enescu et al.*, 1972; *Constantinescu, Cornea, Lăzărescu*, 1972, 1973, 1975; *Morelli, Cornea, Lăzărescu*, 1976). Sans entrer dans les détails, on constate que les prémisses géologiques de ces notes remontent, en grandes lignes, aux données figurées sur la première édition de la carte tectonique de la Roumanie (*Dumitrescu et al.*, 1962) et quelquefois sur la deuxième aussi (*Dumitrescu, Săndulescu*, 1970).

La structure de la croûte a été analysée également dans plusieurs travaux qui, utilisant surtout les données gravimétriques et magnétométriques, ont essayé de déchiffrer la structure profonde du territoire roumain (*Socolescu et al.*, 1964; *Gavăț et al.*, 1963; *Taloș et al.*, 1968; *Ciocîrdel, Socolescu*, 1969, 1971, etc.).

Pour terminer enfin ce court tour d'horizon il faut remarquer que parmi les notes qui cherchent à appliquer les principes de la tectonique des plaques à l'analyse de la structure des Carpates, deux seulement figurent des coupes à travers la croûte (*Rădulescu, Săndulescu*, 1973; *Constantinescu, Cornea, Lăzărescu*, 1973).

### Méthodes d'observation sismique et d'interprétation des données obtenues

L'objectif majeur des recherches effectuées pour l'étude de la croûte a été d'en déterminer la position des discontinuités sismiques majeures, notamment celle de la base de la couche sédimentaire (relief du cristallin) et celle de Moho et de Conrad.



## Systèmes d'observation

Les observations sismiques en terrain ont été conçues en étroite liaison avec les conditions morphologiques, les possibilités d'accès des installations et les problèmes à étudier. On a utilisé ou bien la technique des profils continus ou bien celle des sondages ponctuels (longitudinaux, transversaux ou sur contours circulaires).

### Profils continus

Dans les zones moins accidentées et de plaine, il a été possible de réaliser un système d'observation plus ou moins complet, organisé le long des profils continus de réfraction, capable de poursuivre les ondes réfractées le long des discontinuités situées dans la partie supérieure de la croûte (au-dessus de la discontinuité de Conrad). Les enregistrements des ondes ont été réalisés jusqu'à 55–80 km distance du point de tir, ces derniers étant espacés de 15–30 km (suivant les conditions du terrain et le détail des observations).

Sur un tronçon de la coupe XI (Cluj-Napoca – Cristurul Secuiesc) qui traversait la Dépression de Transylvanie, un système d'observation encore plus détaillée a été réalisé, permettant ainsi d'obtenir des informations sur toute l'épaisseur de la couche sédimentaire et de celle granitique (complexe crustal supérieur).

Bien qu'extrêmement avantageux en ce qui concerne la précision des interprétations quantitatives et les possibilités de préciser la nature des ondes enregistrées, ces systèmes de recherche sont peu économiques. C'est la raison pour laquelle ils n'ont été employés que sur une partie des profils étudiés (profil XI, partie nord du profil II, secteur Băilești-Filiași

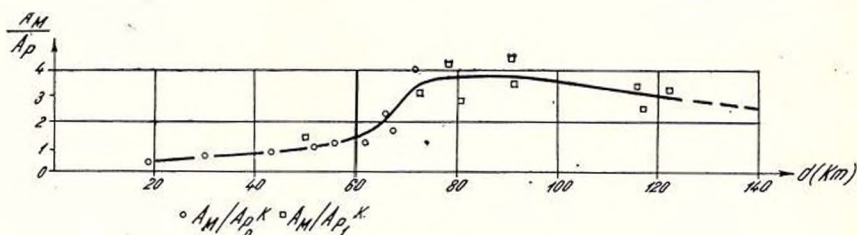


Fig. 2. — Le rapport des amplitudes de l'onde réfléchie de la limite Mohorovicici ( $A_m$ ), de l'onde frontale sur la surface du soubassement cristallin ( $A_{p_k}$ ) et de celle réfléchie sur la limite Conrad ( $A_{p_{1k}}$ ) (d'après Meissner).

du profil XII); pour le reste, les études sismiques ont eu un caractère seulement régional.

Les informations sismiques provenant de la partie inférieure de la croûte et de la zone de transition de celle-ci au manteau supérieur ont été obtenues par des enregistrements exécutés à 80–140 km de distance

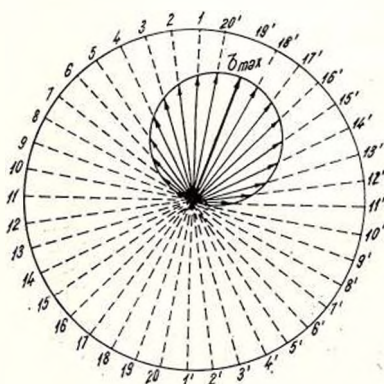


du point de tir. Le principal but a été dans ce cas d'enregistrer la réflexion critique ou transcritique provenant de la discontinuité de Mohorovicici ( $P_{\text{refl.}}^M$ ) tenant compte du fait que dans la zone critique cette onde possède (fig. 2) un niveau d'énergie<sup>4</sup> très élevé.

### *Sondage ponctuel dans la zone critique et subcritique*

Dans les zones à relief accidenté l'étude des limites profondes de la croûte a été réalisée par des observations ponctuelles. L'avantage de cette solution réside surtout dans la liberté qu'on a dans le choix de l'emplacement des points de tir et de réception. Les dispositifs de réception linéaires,

Fig. 3. — Observations sismiques sur contour circulaire (disposition des récepteurs et configuration des gradients de temps).



longitudinaux ou transversaux ont été complétés par un nouveau système dans lequel les observations sont effectuées sur des dispositifs circulaires (Constantinescu, 1965)<sup>5</sup>. Dans ce nouveau système un nombre pair ( $n$ ) de points d'observation sont disposés à des intervalles égaux sur la circonférence d'un cercle (fig. 3) de sorte que les couples de valeurs du temps correspondant aux  $n/2$  diamètres permettent de déterminer les gradients de temps sur les directions respectives, valeurs sur lesquelles s'étaie le procédé d'interprétation.

L'onde  $P_{\text{refl.}}^M$  a été généralement identifiée selon le critère dynamique. Pour les enregistrements où il a été difficile de séparer cette onde, à cause de l'uniformité de la dynamique des impulsions, on a appliqué un critère cinématique à savoir la vitesse apparente des impulsions. On a démontré (Constantinescu et al., 1975) qu'en appliquant ce

<sup>4</sup> Les études sur l'amplitude des ondes ont montré que les réflexions provenant du Moho marquent une brusque augmentation de l'énergie des impulsions à 70 km de distance du point de tir et présentent des valeurs maximales à 80–100 km (R. Meissner, 1966).

<sup>5</sup> P. Constantinescu. Studii asupra naturii undelor înregistrate în prospecțiunea seismică. A. Asupra naturii undelor înregistrate în regiunea Cluj—Huedin. 1965. Arh. Inst. Geol. București.

critère aux données des sondages circulaires on peut limiter et même éliminer l'indétermination concernant la nature des ondes sismiques.

Le système de sondage sur dispositifs circulaires présente des avantages remarquables par rapport à tout autre sondage ponctuel puisqu'il assure la détermination dans un espace tridimensionnel de la position des réflecteurs et l'identification plus précise de la nature des ondes enregistrées.

#### *Sondage ponctuel dans le voisinage du point de tir*

L'enregistrement des réflexions proches a été largement utilisé dans d'autres pays notamment en Allemagne, pour l'étude de la croûte. L'avantage de cette technique est surtout la commodité des travaux. Ce type de recherche a été utilisé en Roumanie aussi, mais les résultats y ont été rarement positifs. Seulement quelques enregistrements dans le voisinage du point de tir ont permis d'établir des axes de synphase de l'onde  $P_{refl}^M$ , mais qui ne dépassent pas quelques centaines de mètres (fig. 4).

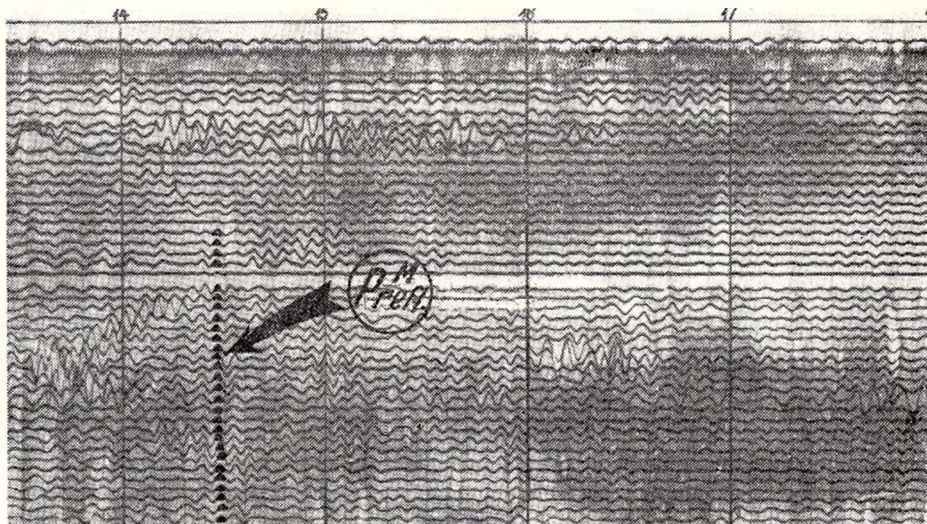


Fig. 4. — Enregistrement près du point de tir (Dépression de Focșani).

### **Interprétation des données — vitesses, erreurs**

#### *Profils continus*

C'est selon la méthode des isochrones (Gamburtzev, 1952; Rockwell, 1967) qu'on a déterminé les marqueurs sismiques dans la technique des profils continus. L'emploi de cette méthode pour les horizons profonds a soulevé seulement le problème d'estimer la nature du



milieu qui les surmontait, donc d'établir la loi des vitesses en fonction de la profondeur.

Pour les marqueurs profonds ( $K_1$ ,  $K_2$ ) le milieu „surmontant” est constitué de deux domaines : l'un sédimentaire dont la variation des vitesses en fonction de la profondeur est déterminée à l'aide des hodochrones des ondes réfractées et l'autre cristallin, caractérisé par une vitesse d'environ 6,5 km/sec.

### *Sondages ponctuels*

Les données des sondages linéaires ont été interprétées à l'aide des formules simples, établies suivant l'hypothèse d'un milieu homogène et de l'horizontalité du réflecteur (Puzirev et al., 1965).

Les discontinuités Conrad et Moho ont été généralement déterminées en utilisant des vitesses moyennes constantes de 5,0 km/sec, et respectivement 6,0 km/sec.

C'est par la méthode des gradients que les observations circulaires ont été calculées. La détermination de la direction et du module du gradient de temps maximal (fig. 5) s'étaie sur les gradients de temps le long

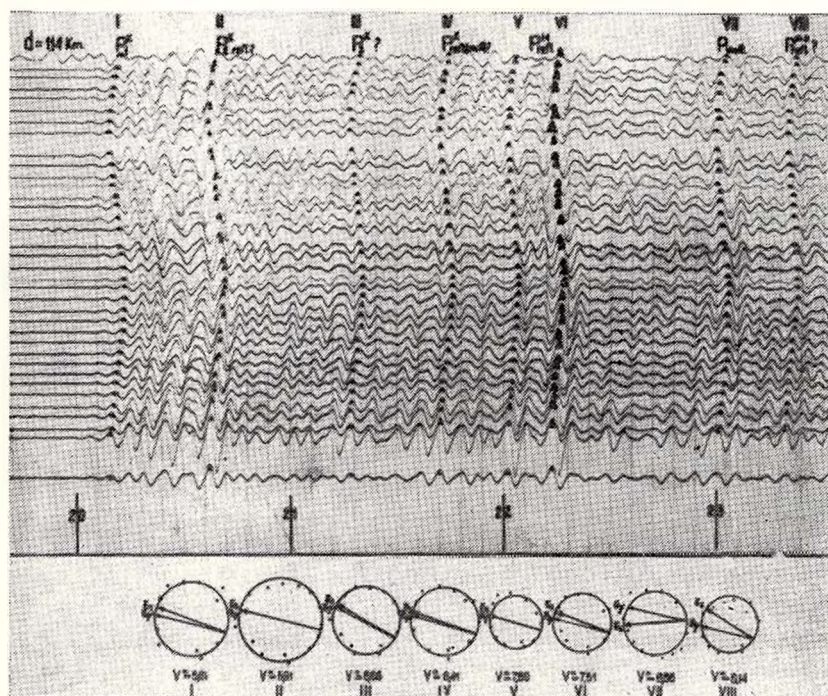


Fig. 5. — Sismogramme enregistré sur contour circulaire (dans la partie d'en bas sont figurés les gradients maxima et ceux sur la direction du point d'explosion pour les différentes ondes se corrélant sur l'enregistrement).

de  $n/2$  diamètres du contour circulaire. Ensuite les calculs se sont déroulés suivant la méthode des gradients, appliquée aux sondages sismiques (Zavialov, Stolearova, 1957).

Pour diminuer les erreurs qui sont inévitables dans les procédés graphiques utilisés pour déterminer l'élément principal (gradient maximal) et les valeurs définitives de la position du réflecteur, on a dû chercher des relations analytiques de détermination. Un programme Fortran, qui couvre toute la succession des opérations d'interprétation des sondages circulaires y compris le choix de la direction du gradient maximal de temps, est en cours de vérification expérimentale.

### Vitesses

Les informations concernant les vitesses ont été obtenues sur des hodochrones des ondes réfractées. En appliquant le procédé proposé par Gheiko (1970) sur une hodochrone de 83 km de longueur, obtenue dans la plate-forme mœsienne (profil international II, point de tir Viziru) on est arrivé à obtenir, par des calculs laborieux effectués sur l'ordinateur de l'Institut de Géophysique de Kiev, la distribution des vitesses jusqu'à 20 km de profondeur (fig. 6). La distribution des vitesses jusqu'à 7 km de profondeur a été obtenue à l'aide d'une hodochrone enregistrée dans la Dépression de Focșani sur le profil XI.

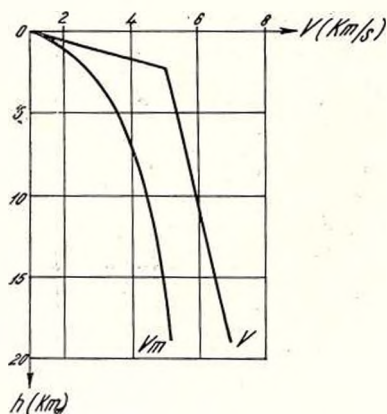


Fig. 6. — Distribution des vitesses sismiques par rapport à la profondeur (Dépression de Focșani).

Les hodochrones des ondes frontales  $P_0^*$  et  $P_1^*$  (Conrad) ont permis de déterminer, sur certaines portions, les vitesses le long des discontinuités correspondantes.

### Erreurs

Pour les sondages ponctuels on a essayé d'évaluer les erreurs résultant d'une connaissance inexacte des temps, des vitesses et des distances,





aussi bien que les erreurs provoquées par le fait qu'on négligeait la non-horizontalité des marqueurs. L'expression (Pătruț, 1970) :

$$\frac{\Delta h}{h} = \left[ 1 + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \right] \left( \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta t}{t} \right) + \left( \frac{x}{2h} \right)^2 \frac{\Delta x}{x}$$

représente l'erreur relative sur la détermination de la profondeur du marqueur. Les erreurs initiales  $\Delta V$ ,  $\Delta t$  et  $\Delta x$  augmentent avec le carré de la distance tir-détecteur. Pour des valeurs plausibles  $\Delta t/t = 0,4\%$ ,  $\Delta V/V = 2\%$ ,  $\Delta x/x = 0,2\%$ ;  $h = 35$  km et  $x = 100$  km on obtient

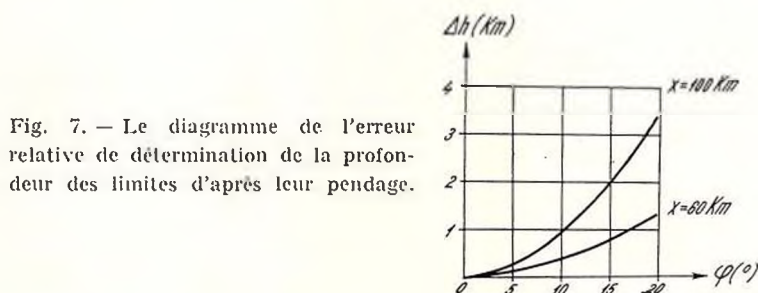


Fig. 7. — Le diagramme de l'erreur relative de détermination de la profondeur des limites d'après leur pendage.

une erreur relative  $\Delta h$  d'environ 8% (2,8 km); pour  $x = 140$  km, l'erreur relative devient 13% (5 km). Il s'ensuit que les enregistrements très éloignés du point de tir ne sont pas souhaitables, d'importantes erreurs s'ajoutant dans le calcul de la profondeur des horizons. En plus il faut tenir compte aussi que, à des distances dépassant 200 km, de fortes augmentations de vitesses apparaissent (Pătruț, 1970).

En ce qui concerne la non-horizontalité on peut apprécier (fig. 7) que les erreurs sont négligeables pour des pendages de moins de  $10^\circ$ , mais qu'elles augmentent rapidement pour des pendages qui dépassent  $15^\circ$ .

L'erreur totale dans l'estimation de la profondeur a les valeurs suivantes :

- pour la limite supérieure (relief) du soubassement cristallin  $\pm 0,1-0,2$  km;
- pour la limite Conrad  $\pm 0,5-1$  km;
- pour la limite Mohorovicici  $\pm 1-1,5$  km.

Une dernière remarque sur les problèmes méthodologiques concerne la modalité de produire les ondes sismiques. On a utilisé une technique de tirs en forages de 25—30 m de profondeur, avec des quantités d'explosifs de 0,1—3 tones, variables en fonction de la distance à laquelle ont été faits les enregistrements et les conditions locales aux points de tir et de réception. Il est à remarquer de ce point de vue les très mauvaises conditions présentées par la partie occidentale du profil XI (vallée du Crișul Repede) (sables et graviers superficiels, très épais).



Les équipements d'enregistrement sismique utilisés ont été les stations soviétiques POISK-1-48-KMPV à enregistrement analogique sur bande magnétique et récepteurs de basse fréquence (SPEN et SIE-10 Hz). Pour certains enregistrements ont été utilisés aussi des récepteurs de 3 Hz, type NS-3.

Les récepteurs sismiques ont été espacés de 100 m, pour avoir la possibilité de bien corrélér les ondes sismiques. Dans des conditions spéciales, imposées par le terrains, des intervalles de 50 m, 40 m et même de 25 m, ont été utilisés.

### *Tableau d'ondes*

Les nombreuses observations obtenues dans les recherches de sismique profonde sur le territoire roumain ont permis de dresser le tableau schématique des ondes profondes dont les caractères cinématiques et dynamiques correspondent généralement aux paramètres établis dans la synthèse de Volvovskî (1973). Les principaux types d'ondes enregistrées sur le territoire roumain sont :

1. Ondes réfractées et ondes réfractées le long du marqueur, provenant de la couche sédimentaire. Un intéressant tableau d'ondes simples et multiples à réfraction continue jusqu'à 15 km de profondeur a été obtenu au centre de la Dépression de Focșani (coupe XI<sub>1</sub>) où l'existence d'un milieu géologique d'environ 6 km d'épaisseur dans lequel la vitesse augmente avec la profondeur, a été mis en évidence.

Certains niveaux situés à l'intérieur du complexe sédimentaire, qui présentent d'importants contrastes d'impédance acoustique, représentent des horizons à grande vitesse de propagation sur lesquels sont engendrées des ondes frontales ( $P^s$ ). Ainsi dans la Dépression de Transylvanie le long de la surface des calcaires mésozoïques il arrive à être formées des ondes frontales intenses, dont la vitesse est d'environ 5,8 km/sec. Puisque cette vitesse est rapprochée de celles des ondes formées sur la surface du soubassement cristallin ( $P^k$ ) la distinction entre les deux surfaces est très difficile à faire surtout dans les zones où elles sont rapprochées.

Dans la „plate-forme” moesienne, c'est sur le niveau des calcaires crétacés, qui présentent un grand contraste par rapport aux formations de leur toit, qu'une onde frontale intense, saisissable sur toute l'étendue de la plate-forme, est engendrée. Les vitesses le long de ce marqueur sont de 4,8-5,1 km/sec (partie sud de la coupe II).

Dans la partie septentrionale des Monts Apuseni et dans la Dépression Pannonienne les ondes réfractées sont engendrées au niveau de la surface des calcaires crétacés, jurassiques et triasiques.

2. Ondes réfractées le long de la surface du soubassement cristallin ( $P^k$ ). Selon des critères cinématiques et dynamiques ces ondes ont pu être saisies à plus de 30 km par rapport au point de tir. Les vitesses le long du marqueur déterminées sur des hodochrones sont de 5,9-6,2 km/sec. Fait exception la partie centrale de la Dépression de Focșani (coupe





XI<sub>1</sub>) où ces valeurs sont plus grandes, d'environ 6,7 km/sec; la situation est relativement normale si l'on tient compte du fait que le marqueur s'y trouve à 18 km de profondeur.

3. Ondes reflétées et réfractées provenant de la discontinuité de Conrad ( $P_1^k$ ). Ces ondes apparaissent sur les sismogrammes à plus de 40—50 km de distance par rapport au point de tir. L'existence des puissantes ondes multiples rend difficile par endroits leur distinction. Les difficultés de déterminer les ondes produites sur cet horizon sont d'ailleurs assez fréquentes (région de Vojvodina en Yougoslavie — Dragăşević, Andrić, 1968; Carpates occidentales — Beránek et al., 1970; Ukraine—Sollogub, Tchékounov, 1971).

Sur le profil international II beaucoup de sismogrammes ont mis en évidence, à une distance d'environ 35 km, en arrivées tardives, des impulsions à grande vitesse apparente (7 km/sec), qu'on a considérées avoir été régénérées sur la discontinuité de Conrad. L'impulsion présente au début une intensité assez réduite; à une distance d'environ 40 km son énergie augmente brusquement, suggérant l'existence des phases réfractées dans la zone critique. On est arrivé ainsi à admettre que l'onde qui est enregistrée dans l'intervalle de 40—50 km de distance par rapport au point de tir est une onde réfléchie à grande incidence.

Dans le centre de la Dépression de Transylvanie l'onde réfractée de long de la discontinuité de Conrad est assez nette, ayant des caractères dynamiques distincts et une vitesse d'environ 7 km/sec.

Il y a des zones (Dépression de Focşani et Dépression Pannonienne) où les ondes produites sur la discontinuité de Conrad présentent clairement les caractères des ondes réfléchies. Notamment dans la Dépression de Focşani, à 50 km de distance du point de tir on a enregistré des impulsions intenses à vitesse apparente élevée (plus de 10 km/sec.) qui ont été interprétées comme des phases réfléchies sur le Conrad (fig. 8).

Le grand nombre d'enregistrements sismiques sur lesquels ont été identifiées les ondes analysées ci-dessus a permis l'étude, effectuée surtout le profil II, des caractéristiques d'amplitude de ces ondes. Elle a relevé que le coefficient d'absorption effective diminue avec la profondeur du marqueur (fig. 9). Les ondes produites le long des calcaires crétacés et du soubassement cristallin présentent des coefficients d'absorption de  $4-5/10^{-4} \text{ km}^{-1}$  respectivement de  $0,6-1/10^{-4} \text{ km}^{-1}$ ; l'onde réfractée le long de la discontinuité de Conrad ( $P_1^k$ ) est moins atténuée avec la distance (coefficient d'absorption de  $0,15 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ ).

4. Ondes réfléchies sur la discontinuité de Mohorovičić ( $P_{\text{refl.}}^M$ ). Ces ondes sont saisissables à 70—100 km de distance du point de tir (la zone critique). Là, son identification est possible grâce à son énergie, généralement supérieure par rapport au fond des oscillations enregistrées. Quelques sondages effectués dans la partie septentrionale des Monts Apuseni sont démonstratifs de ce point de vue (fig. 10). À part cela, il est encore à remarquer que, sur quelques sismogrammes enregistrés toujours dans la partie septentrionale des Monts Apuseni apparaissent deux im-



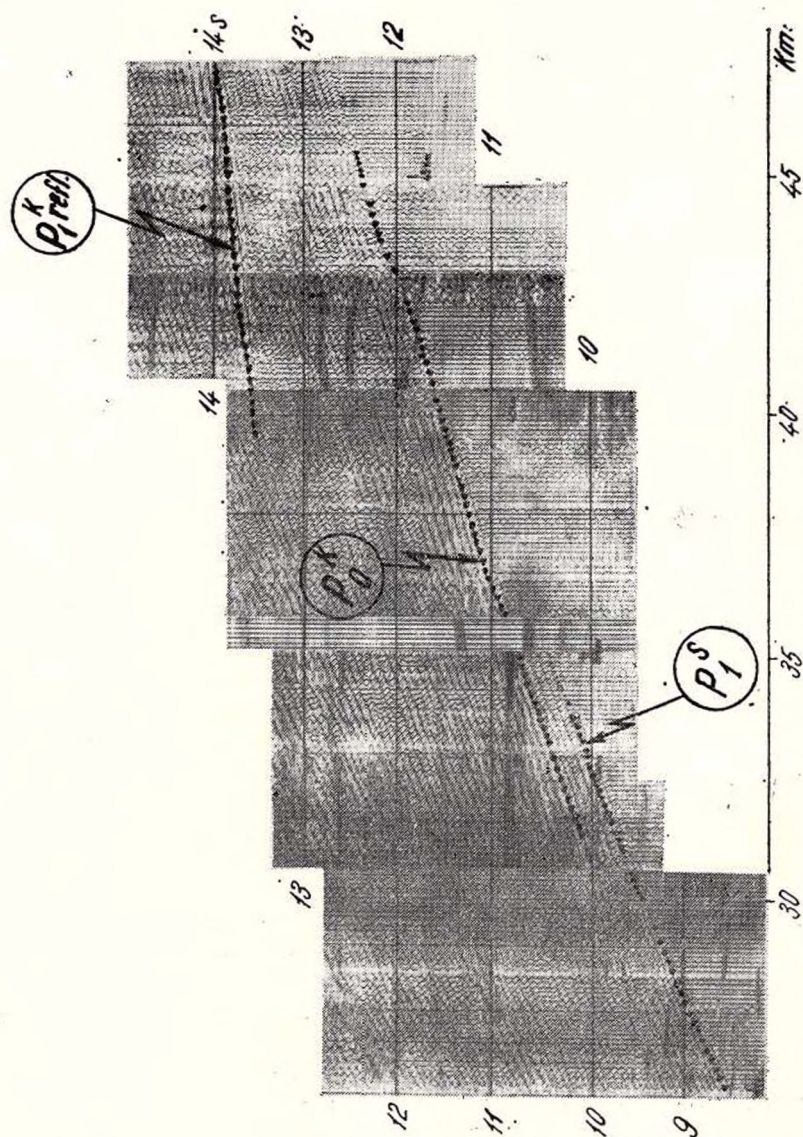


Fig. 8. — Enregistrements sismiques dans la Dépression de Focșani ( $P_1^k$  r(él)-onde réfléchie sur la limite Conrad).



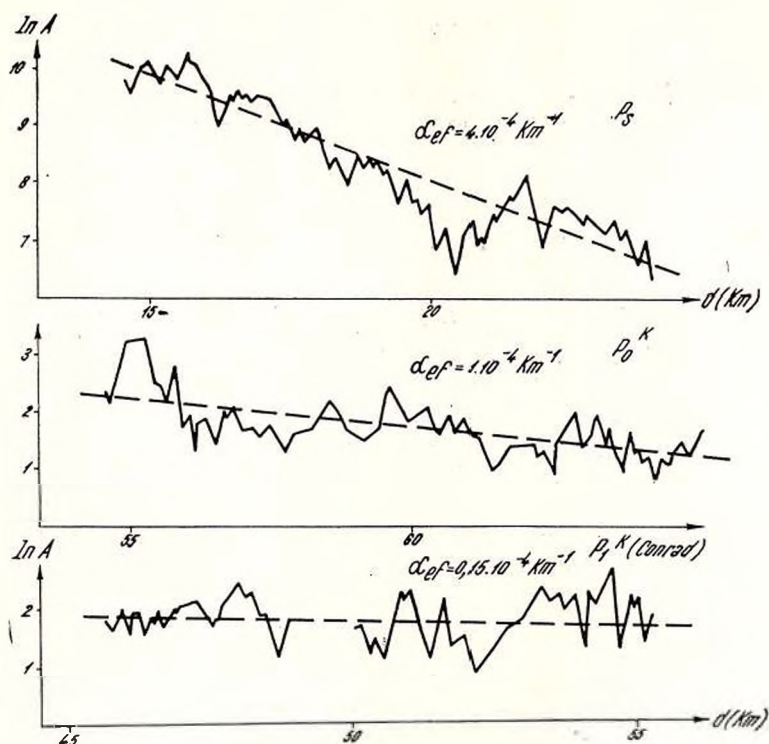


Fig. 9. — Diagrammes d'amplitude sur le profil international II (Galați—Călărași).

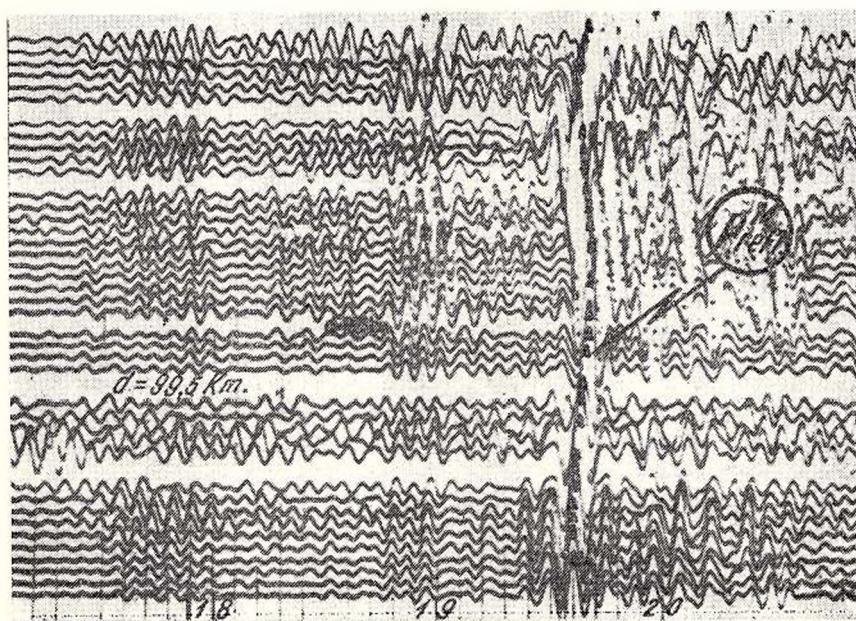


Fig. 10. — Sismogramme du sondage circulaire (la partie nord des Monts Apuseni).

pulsions d'énergie élevée, séparées par un intervalle de 0,2—0,4 sec. (fig. 11) qu'on peut considérer des réflexions sur deux discontinuités situées à la base de la croûte (Moho).

Outre les types d'ondes sismiques analysées ci-dessus, nos recherches ont mis en évidence aussi d'autres ondes engendrées par des limites situées à l'intérieur de la couche granitique ou de celle basaltique. Sporadique-

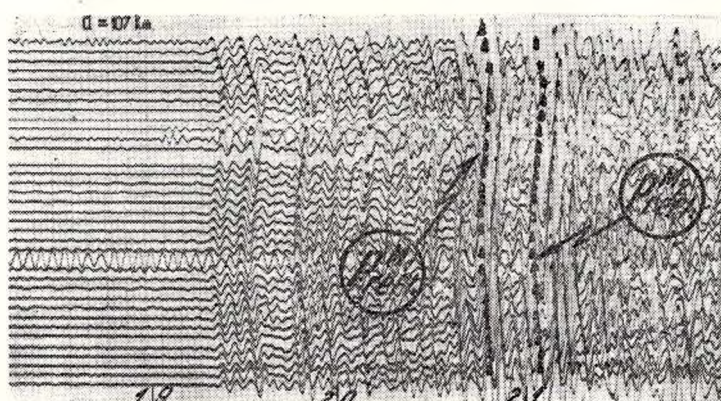


Fig. 11. — Sismogramme du sondage circulaire (la partie nord des Monts Apuseni).

ment enregistrés, leur caractères dynamiques et cinématiques ne sont que partiellement connus.

Ainsi, dans la Dépression Pannonienne (zone située au nord de Oradea) après l'onde réfractée le long de la surface du cristallin ( $P_0^*$ ), on a pu corréler une autre onde avec une vitesse apparente semblable; cette dernière onde a été attribuée à un marqueur situé à l'intérieur des formations cristallines.

Les enregistrements des réflexions proches du tir effectués dans la partie NE des Monts de Gilău, ont mis en évidence sur les sismogrammes un grand nombre d'impulsions jusqu'à 10—12 sec. Elles apparaissent aussi bien dans les zones recouvertes par les couches sédimentaires (épaisseur d'environ 2 km) que dans celles où le cristallin affleure. Une étude effectuée sur le matériel primaire (Constantinescu, 1965)<sup>6</sup> arrive à conclure que dans la zone munie d'une couverture sédimentaire, des ondes multiples sont à envisager. L'interprétation des ondes enregistrées dans les aires dépourvues de couverture sédimentaire n'a pas reçu une solution satisfaisante.

Dans le centre de la Dépression de Transylvanie, à 45 km du point de tir on a enregistré une onde à vitesse apparente élevée (8,2—9,2 km/

<sup>6</sup> *Op. cit.* point 5.



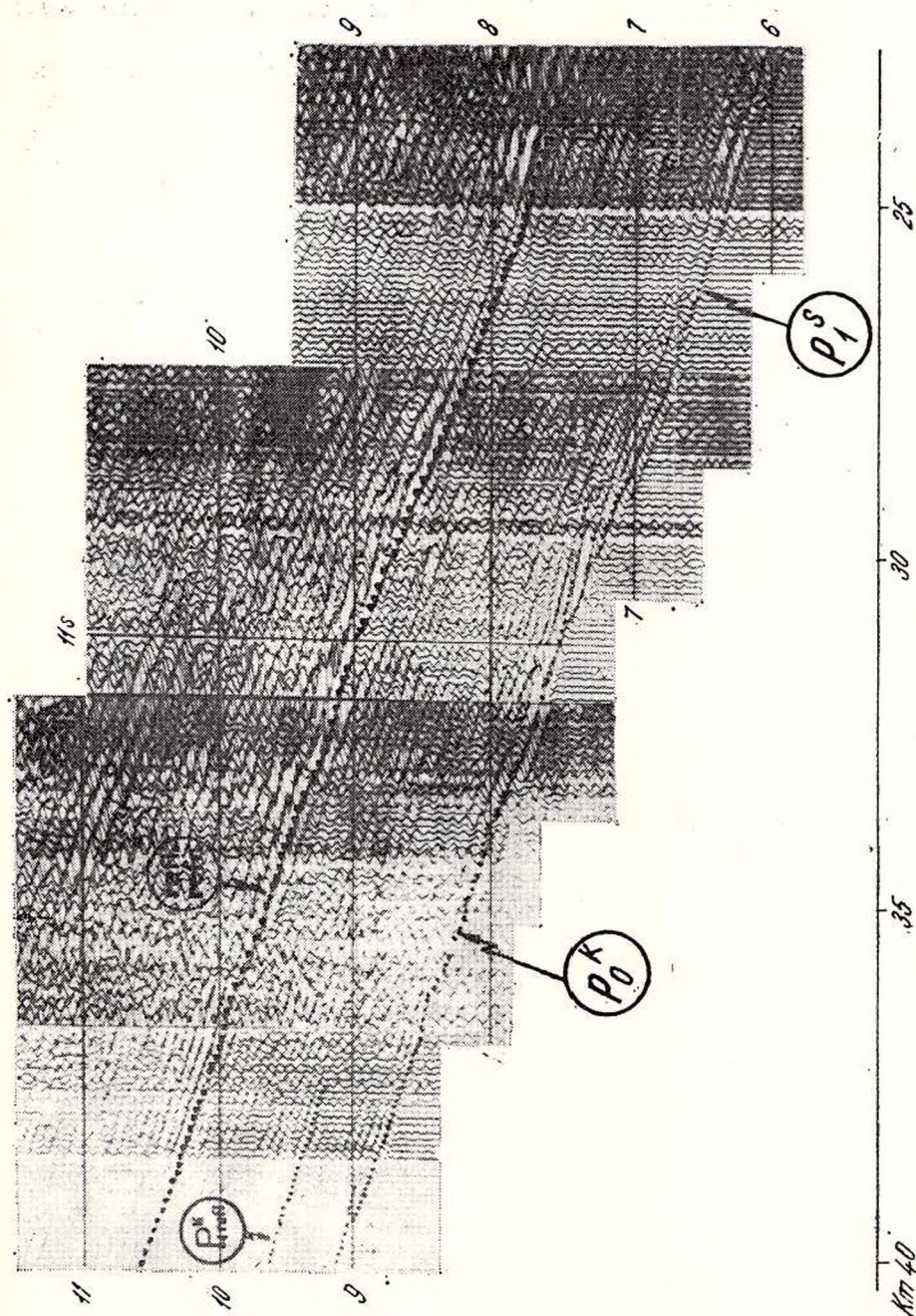


Fig. 12. — Enregistrement sismique sur le profil international II, Galati—Călărași (point de tir Viziru).

sec.) qui a été probablement réfléchi sur une discontinuité située à l'intérieur de la couche basaltique.

Il est encore à mentionner la présence, dans les sismogrammes enregistrés sur un tronçon de plus de 70 km de longueur (Însurăței-Ciulnița) situé de long du profil II, d'une onde multiple, probablement de type réfléctée-réfractée. Les arrivées de ces ondes ont des vitesses apparentes identiques à celles des premières arrivées et un retard de 1,4 sec. par rapport à ces dernières (fig. 12).

La principale caractéristique de cette onde multiple est l'énergie particulièrement élevée des impulsions; le rapport entre l'amplitude de ces ondes et celle des ondes de la première arrivée touche la valeur 2 (fig. 13). On remarque d'ailleurs que le groupe des ondes multiples reproduit toutes les particularités des premières arrivées (interférences, diffractions, interruptions).

Dans ce contexte il est aussi à remarquer que le long du profil XI dans la Dépression Pannonienne, à une distance de 20 km du point de tir on a mis en évidence une onde multiple à niveau énergétique élevé, enregistrée à des temps comparables à ceux de l'onde réfléchi  $P_M^{\text{refl.}}$ .

Des indications sur l'existence et la position des accidents tectoniques ont été fournies par la présence des ondes diffractées. Sur la coupe de réfraction qui longe la Dépression de Focșani (XI) on a enregistré un beau groupe d'ondes de diffraction (10–12 phases) qui viennent perturber les enregistrements sur un intervalle de temps d'environ une seconde (fig. 14). L'existence des accidents tectoniques est relevée aussi par d'autres phénomènes comme par exemple l'atténuation anormale des ondes ou même la disparition de celles-ci.

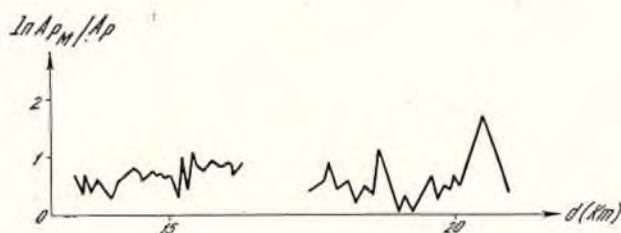


Fig. 13. — Le rapport des amplitudes de l'onde multiple ( $P_M$ ) et de l'onde frontale des premières arrivées (P) — profil international II.

### Interprétation des coupes sismiques crustales

Les informations concernant la position des discontinuités de Conrad ( $K_1$ ) et de Mohorovicici (M), aussi bien que celle de la base de la couche sédimentaire, déformée ou tabulaire, obtenues par les recherches sismiques profondes le long des profils internationaux offrent la possibilité d'une analyse assez poussée de la structure de la croûte dans les Carpates et aussi



dans leur avant-pays. Il s'agit des profils II et XI (surtout), mais aussi du profil III, dans le proche voisinage duquel ont été effectués des sondages ponctuels (zone Jibou-Baia Mare).

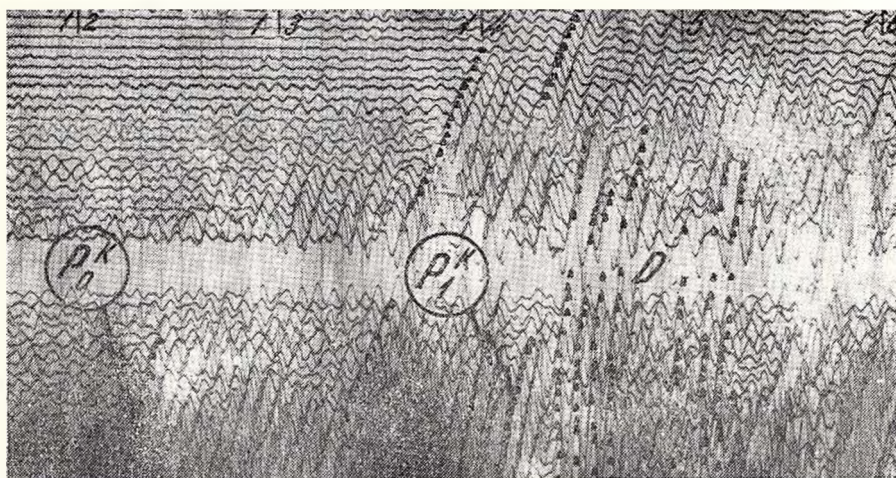


Fig. 14. — Enregistrement sismique dans la Dépression de Focșani (D — diffractions).

### *Profil XI Galați — Cluj-Napoca — Oradea*

Les données obtenues le long du profil XI sont les plus intéressantes vu sa longueur et, surtout, la complexité et la diversité des éléments géologiques traversés. De Galați à Oradea c'est l'avant-pays carpatique, les Carpates Orientales, la Dépression de Transylvanie, l'extrémité septentrionale des Monts Apuseni et le bord oriental de la Dépression Pannonienne, que le profil recoupe.

La plus orientale fracture crustale qu'on peut mettre en évidence sur la coupe XI c'est la faille de Peceneaga-Camena (pl. II), néanmoins son prolongement nord-occidental. On remarque, comme d'ailleurs sur la coupe II (Constantinescu et al., 1972), la position pratiquement verticale de la cassure, qui descend jusqu'au Moho qu'elle décale de plus de 10 km. C'est la lèvre droite (est) de la faille du côté de l'orogène nord-dobrogréen, qui est abaissée. Le jeu de la faille est très net au niveau du Moho; il est moins saisissable pour la discontinuité de Conrad, bien que sur la coupe II le décalage soit évident à ce niveau aussi.

En examinant la structure de la croûte des deux côtés de la faille de Peceneaga-Camena on constate des différences notables. D'abord en ce qui concerne l'épaisseur de la couche granitique et de celle basaltique nettement plus grande à l'est de la faille qu'à l'ouest de celle-ci. Le grand développement des masses granitiques dans la Dobrogea septentrionale explique partiellement cette situation; on doit pourtant admettre aussi

une érosion plus intense dans l'arrière-pays du système orogénique nord-dobrogréen, donc à l'ouest de la faille envisagée. On constate également que tandis qu'à l'est le cristallin est recouvert d'une mince „pellicule” sédimentaire, dans la plupart néogène, à l'ouest de la faille le socle est surmonté par une épaisse (12—14 km) couche sédimentaire, tabulaire, qui à part la molasse néogène comprend des formations paléogènes-mésozoïques et/ ou paléozoïques. Les différences vont encore plus loin si on tient compte qu'à l'ouest de la faille c'est la couverture de la „dalle” moesienne qui est développée, tandis qu'à l'est se trouve un orogène intra-cratonique alpin (Dobrogea septentrionale). Tous ces faits soulignent l'importance de la faille de Peceneaga-Camena qui n'est pas seulement une cassure à déplacement vertical mais le long de laquelle d'importantes translations horizontales ont également eu lieu. C'est d'ailleurs une manière d'expliquer le fait que la couche sédimentaire paléozoïque-mésozoïque située à l'W bute pratiquement contre le cristallin de la Dobrogea septentrionale, qui est du côté „abaissé” de la faille.

Entre la faille de Peceneaga-Camena et le bord externe (est) de la région carpatique plissée c'est ce qu'on appelle la Dépression de Focșani qui est développée. Pour ce qui est de la molasse néogène cette dépression correspond à la zone externe (épicrotonique) de l'Avant-fosse des Carpates (Dumitrescu et al., 1962; Dumitrescu, Săndulescu, 1968, 1970), dont la forme asymétrique est très typique. Au-dessous de la molasse, des formations mésozoïques et paléozoïques, dont il a été question plus en haut, recouvrent un socle cristallin qui se trouve à de grandes profondeurs (20 km à la verticale de la ville de Focșani).

Le socle cristallin de la Dépression de Focșani est du même type, en partie au moins, que celui de la Dobrogea centrale, c'est à dire les „Schistes Verts”. Une différence s'impose pourtant : tandis que dans la Dobrogea centrale la couverture sédimentaire est très mince (essentiellement jurassique moyenne) dans la dépression elle est très épaisse. C'est une segmentation transversale de la zone des Schistes Verts qui est ainsi mise en évidence.

À la verticale de la ville de Focșani aussi bien le Moho que la discontinuité de Conrad sont décalées par une cassure crustale qui monte jusque dans la couche sédimentaire. Autour de cette cassure se groupent les hypocentres des tremblements de terre de la région de Vrancea. Deux solutions ont été envisagées quant à la position de cette faille : l'une suppose qu'elle est orientée NE-SW et présente des pendages vers le NW (Constantinescu et al., 1973; Radu, 1974); l'autre qu'elle est orientée WNW-ESE avec de forts pendages vers le sud ou étant plus ou moins verticale (Iosif, Iosif, 1975). Dans les deux hypothèses la cassure est liée à un plan Benioff. En somme ces deux solutions représentent des modèles sismologiques complémentaires et peuvent être assez difficilement départagés. La solution NE-SW est conforme avec l'orientation générale des structures majeures de cette partie de la courbure ; elle est, paraît-il, confirmée aussi par l'orientation des courbes qui marquent





l'égale profondeur des hypocentres. On pourrait, en admettant cette orientation, lier à cette cassure la forte subsidence qui a accompagné la sédimentation de la molasse néogène de l'Avant-fosse externe, le jeu de la faille étant parfaitement concordant avec le mouvement de subsidence de la croûte au-dessous de la molasse (pl. II). L'orientation WNW—ESE est moins conforme avec les éléments structuraux de la courbure. Elle est plus ou moins oblique par rapport à la faille de Peceneaga-Camena et peut représenter éventuellement une faille satellite de celle-ci, comparable à la faille de Troțuș (pl. I) qui a aussi une orientation sublatitudinale.

Ce qui frappe dans un cas ou dans un autre, c'est que la faille que nous venons de décrire ci-dessus n'a pas un très long développement suivant la direction. Ce caractère est difficilement concevable si elle est assimilée avec un plan Benioff, généralement suivi sur de longues distances. L'image qu'on arrive à se faire du plan auquel sont liés les tremblements de terre de Vrancea est celle d'une lame mince et très allongée, „enfoncée” dans le manteau et coupant la croûte. Son faible développement en direction peut éventuellement être expliqué par l'existence des cassures profondes délimitant son extension vers le NE ou le SW. Ces cassures peuvent être à la rigueur la faille de Peceneaga-Camena au NE et la faille de Capidava-Canara (son prolongement vers l'ouest) ou la faille de Călărași-Fierbinți, au SW.

Dans la partie occidentale de la Dépression de Focșani on constate que les formations préneogènes deviennent de plus en plus minces vers l'ouest, tandis que la molasse (Miocène moyen-Pliocène) est de plus en plus épaisse dans le même sens. C'est l'effet cumulé de la subsidence différentielle de l'Avant-fosse externe, d'une part, et de l'érosion plus accentuée des formations préneogènes vers l'ouest, d'autre part. Tenant compte de l'abondance des débris de Schistes Verts dans les formations crétacées, paléogènes et miocènes (inférieures et moyennes), de la zone externe du flysch et de l'Avant-fosse interne des Carpates Orientales on doit admettre que le socle était érodé sur des larges surfaces et que la couverture sédimentaire prémolassique était très lacunaire et occupait des aires relativement réduites. Sur la coupe XI le relief du socle cristallin coïncide, sous la zone du flysch, pratiquement avec la base des nappes du flysch, ce qui peut éventuellement indiquer que la couche sédimentaire „autochtone”, liée à la croûte sous-charriée est très mince ou fait complètement défaut.

Sur les Carpates Orientales les informations obtenues par les recherches sismiques effectuées le long du profil XI sont vagues et incomplètes. Les quelques indications concernant la position des discontinuités de Conrad et de Mohorovicici montrent une épaisseur relativement égale de la couche granitique et de celle basaltique, avec une faible tendance d'amincissement vers l'ouest de la première; cette situation a pu être déterminée par une forte érosion antécharriage installée dans certains secteurs du socle ultérieurement sous-charrié.

Définir la nature de la croûte située actuellement au-dessous des nappes du flysch des Carpates Orientales, qui sont des nappes de couver-





ture constituées de formations sédimentaires, reste un problème assez difficile. D'après les données des recherches sismiques il paraît évident que sous les nappes du flysch il y a une croûte qui n'est pas dépourvue de couche granitique (pl. II); mais cette croûte est actuellement située sous la zone du flysch et ne représente pas la croûte primaire ou, pour ainsi dire, la croûte „paléogéographique” de celle-ci, puisque les formations de flysch ont été complètement arrachées de leur socle primaire pendant les processus de charriage, ce dernier étant „repoussé” vers l'intérieur.

L'important raccourcissement de la croûte, déterminé par l'empilement des nappes du flysch, implique l'existence d'une zone où les socles primaires de ces nappes se „consommaient” ou, suivant le concept de la géotectonique „classique” était „engloutis” („verschluckt”). Cette zone dans laquelle les anciens socles simiques et sialiques de la zone du flysch était „consommés” (Rădulescu, Săndulescu, 1973) aurait engendré, suivant le mécanisme de la subduction, les magmas de l'arc volcanique qui longe à l'intérieur les Carpates.

Sur la coupe XI, la zone de „consommation” du socle primaire de la zone du flysch est assez bien marquée par deux cassures crustales qui représentent, fort probablement, ses limites est et ouest (pl. II). On remarque qu'elle est placée sous les nappes centrales est-carpatiques (nappes de socle sialique), ce qui confirme le modèle géologique (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Săndulescu in Săndulescu et Bercia, 1974; Săndulescu, 1975). Dans la zone de „consommation”, dont la verticalité paraît être un caractère particulier, des morceaux de socle sialique et simique s'entremêlaient, hypothèse (Rădulescu, Săndulescu, 1973; Rădulescu, 1974) suggérée par la constitution géochimique des produits volcaniques de l'arc mentionné ci-dessus.

Il n'est pas obligatoire que tout le socle primaire de la zone du flysch est-carpatique soit actuellement écrasé dans ce qui reste de la zone de „consommation”; en tout cas une bonne partie de celui-ci et surtout celui de la partie interne, y sont passés.

Les formations molassiques néogènes de la Dépression de Transylvanie et aussi les dépôts paléogènes et, par endroits, néocrétacés de la couverture post-tectonique des Carpates internes, constituent ensemble un élément tabulaire, dont la surface de base est nettement marquée sur la coupe XI. Il recouvre un soubassement fortement disloqué dont la constitution est particulièrement variée et complexe. On y trouve : les unités centrales est-carpatiques, les unités transylvaines, le prolongement nord-occidentale des Monts Métallifères méridionales.

Dans la partie orientale de la Dépression de Transylvanie, au-dessus de la discontinuité de Conrad et sous la base de la couche sédimentaire tabulaire une autre surface de discontinuité à vitesses rapprochées de celles du relief du socle marque fort probablement le cisaillement de base du système des nappes centrales est-carpatiques. Celles-ci, successivement cisillées et superposées en „pelures d'oignon”, s'effilent graduellement vers une sorte de „racine” qui est représentée finalement par une cassure crustale oblique. Cette dernière arrive à cisiller la discontinuité de Conrad



qui se trouve par conséquent doublée sur une même verticale. Si cette cassure arrive jusqu'au Moho c'est encore une question hypothétique; l'important raccourcissement de la croûte sialique que les charriages centraux est-carpatiques ont déterminé (plus de 200 km!) plaide en sa faveur.

Au-dessus et au-dessous de la cassure-racine des nappes centrales est-carpatiques on constate que la couche granitique est nettement plus mince que dans les autres secteurs carpatiques. Cette situation, qu'on doit considérer antérieure aux compressions qui ont abouti à la genèse des nappes, peut être liée éventuellement à une sorte d'étirement déterminé par l'„ouverture” de la zone de sédimentation transylvaine et des Métallifères méridionales (Rădulescu, Săndulescu, 1973) à socle de type simique, ou bien par de fortes érosions anté-mésozoïques.

Dans la partie occidentale de la Dépression de Transylvanie, les anomalies aéromagnétiques et gravimétriques fortement élevées (Cristescu et al., 1961<sup>7</sup>; Talos et al., 1968), aussi bien que les données géologiques régionales et les données de forages, mettent en évidence, au-dessous de la molasse néogène et la couverture post-tectonique l'existence d'une masse eruptive basique. Elle est limitée par deux surfaces de discontinuité sismique et représente l'aire d'où ont été éjectées les nappes transylvaines et celles des Monts Métallifères méridionales par dessus l'ensemble sialique est-carpatique d'un côté et de celui des Métallifères septentrionales de l'autre côté. L'anomalie aéromagnétique arrive à avoir sa valeur maximale sur la verticale où la couche granitique supportant la masse charriée des roches basiques s'effile presque entièrement et où la couche basaltique est largement ondulée marquant une position élevée du Moho (pl. II). De là le Moho amorce une descente graduelle et s'enfonce sous un autre élément crustal qui appartient aux Apusénides septentrionales.

L'existence, à la verticale de la ville Cluj-Napoca et de l'extrémité septentrionale des Monts Apuseni, de deux discontinuités superposées dont les vitesses limite caractérisent le Moho et aussi les prémises géologiques selon lesquelles entre la masse sialique de l'ensemble est-carpatique et les Apusénides septentrionales se place une zone de „consommation” de socle simique (Rădulescu, Săndulescu, 1973), arrivent à bien définir une cassure oblique, à pendages de 45–60°, qui décale le Moho et sur le plan de laquelle le mouvement est de type faille inverse (de compression). Cette cassure représente en fait la „cicatrice” d'un ancien plan Benioff, le long duquel une croûte de type océanique correspondant au socle du mégasillon dacique interne (Săndulescu, 1973) a été engloutie lors des compressions crétacées. La fusion de ce socle, suivant le mécanisme de la subduction, aurait engendré les magmas des-

<sup>7</sup> Tr. Cristescu et al. Prospeccțiuni aeromagnetometrice în RSR în perioada 1961–1969 (Raport în arhiva IGPSMS). (Prospections aéromagnétométriques dans la République Socialiste de Roumanie pendant la période 1961 – 1969. Rapports dans les archives de l'I.G.P.S.M.S.). Bucarest.





quelles proviennent les banatites de Vlădeasa (et des Apusénides septentrionales en général) (Rădulescu, Săndulescu, 1973). L'interprétation des données sismiques obtenues sur la coupe XI, qui traverse le bord septentrional de ce massif (pl. II), confirme clairement cette hypothèse. À la verticale du massif banatitique, le plan Benioff fossile arrive à une profondeur de 60–70 km, donc toujours à l'intérieur de la lithosphère.

L'importance de la cassure crustale qu'on vient de décrire est soulignée aussi par le fait qu'elle sépare des morceaux de croûte dont la constitution présente certaines différences. L'épaisseur de la couche granitique par exemple est deux fois plus grande à l'ouest de la cassure qu'à l'est de celle-ci; au contraire celle basaltique est plus mince à l'ouest qu'à l'est. Il paraît donc qu'il ne suffit pas d'„annuler" le jeu apparent de la faille pour réaliser le raccord de ses deux lèvres, mais qu'on doit certainement admettre le caractère de suture de cette cassure et la „disparition" donc, d'une partie de la croûte qui s'interposait avant le serrage des phénomènes de subduction.

L'extrémité occidentale de la coupe XI traverse l'autochtone de Bihor. Le relief du cristallin y est très bien mis en évidence aussi bien que quelques fractures majeures, dont une recoupe toute la couche granitique.

En essayant de synthétiser les informations obtenues le long du profil XI on retient :

- l'existence, au-dessous des Carpates, de deux cassures crustales majeures représentant des zones de consommation de socle, est confirmée et précisée par les données sismiques ;

- la position des deux zones est parfaitement corrélable avec les aires de développement, à la surface, des produits magmatiques alpins (banatites et volcanites néogènes), dont l'origine devrait être mise en liaison avec des processus de subduction déroulés justement en liaison avec celles-ci ;

- les deux cassures envisagées représentent les „cicatrices fossilisées" des anciens plans Benioff ; de ce point de vue on constate que celui situé au-dessous des Carpates Orientales est fortement incliné, voir même vertical, tandis que celui situé au-dessous la Dépression de Transylvanie présente un pendage „normal" ;

- sous la Dépression de Focșani une cassure de type faille normale (de tension) paraît être le lieu des épicentres de tremblement de terre de Vrancea ;

- la faille de Peceneaga-Camena représente une fracture crustale de première ordre, le long de laquelle des mouvements composites (verticaux et horizontaux) ont eu lieu.

### *Profil II Galați—Călărași*

Situé exclusivement dans l'avant-pays carpatique, le profil international II traverse, sur le territoire roumain, deux éléments structuraux





majeurs : l'orogène nord-dobrogéen et la dalle ou la „plate-forme” moesienne. Ils sont séparés sur cette coupe par la faille de Peceneaga-Camena, très nettement mise en évidence par les recherches sismiques. Le décalage y est saisissable aussi bien au niveau du Moho qu'au niveau de la discontinuité de Conrad (Constantinescu et al., 1972).

Au nord de la faille de Peceneaga-Camena, dont on remarque, comme sur la coupe XI, la position verticale, la croûte est plus épaisse, surtout par l'épaississement de la couche granitique, au-dessous de l'orogène nord-dobrogéen. Cette situation serait conjointement déterminée, comme nous l'avons déjà mentionné, par la présence d'importantes masses de granites hercyniens et une évolution orogénique prolongée, dans la Dobrogea septentrionale et par l'intervention d'une assez forte érosion au sud de la faille, du côté de la „plate-forme” moesienne. Cette érosion devrait être pour la plupart antépaléozoïque tenant compte du fait que la couverture sédimentaire, tabulaire qui recouvre le socle moesien débute par les formations ordoviciennes, voir même cambriennes.

Les particularités structurales de l'orogène nord-dobrogéen ne sont pas marquées d'une manière trop claire sur la coupe sismique. A part l'épaississement de la croûte, considéré (Constantinescu et al., 1972) comme une sorte de „racine” de l'orogène, on ne constate pas d'importants décalages des discontinuités crustales, liés aux fractures majeures connues dans la Dobrogea septentrionale (faille de Luncavița-Consul, faille de Sfintu Gheorghe). Serait-elle la position intracratonique de l'orogène nord-dobrogéen qui est responsable de cette situation ou bien le détail des recherches n'est pas encore suffisamment élevé?

Au sud de la faille de Peceneaga-Camena, dans les limites de la dalle moesienne deux fractures crustales ont été mises en évidence par les recherches sismiques. Une de ces deux failles devrait correspondre à la faille de Capidava-Ovidiu, qui limite vers le sud la „zone des Schistes Verts” (Dobrogea centrale). Il n'est guère facile de décider laquelle des deux doit être choisie, de plus que les deux fractures interceptées sur la coupe II se rapprochent visiblement vers l'est se confondant pratiquement entre le Danube et la Mer Noire (pl. I). Pourtant les deux failles ont, paraît-il, des âges différents ou au moins des évolutions différentes dans le temps : la faille de Însurăței décalé visiblement la couche sédimentaire tandis que celle située plus au sud (Slobozia) est „cachetée” par cette couverture (pl. III). On pourrait donc envisager que la faille de Slobozia représente une fracture ancienne, peut-être prépaléozoïque, qui limite vers le sud la „zone des Schistes Verts” tandis que la faille de Însurăței, plus récente et d'orientation différente à l'ouest du Danube, prend en écharpe l'ancienne faille entre le Danube et la Mer Noire (segment Capidava-Ovidiu) se confondant avec elle et déterminant sa remobilisation.

À l'extrémité méridionale de la coupe II on constate un amincissement de la croûte et surtout de la couche granitique, situation comparable avec celle des régions situées au sud du Danube, en Bulgarie,



où des valeurs semblables (10–15 km d'épaisseur de la couche granitique) (Datchev et al., 1971) ont été obtenues sur l'ensemble de la dalle moesienne.

### *Zone Carei—Baia Mare (Profil III)*

Des sondages ponctuels ont été effectués (Enescu et al., 1967) en liaison avec les recherches réalisées le long du profil III (secteur hongrois). Les données obtenues sur le territoire roumain, corrélées avec celles de la coupe internationale III (Beránek et al., 1972) et avec les éléments géologiques, nous ont permis d'essayer une interprétation schématique sur une coupe (fig. 15) allant du NE de Oradea au sud-ouest jusque dans la zone du flysch des Carpates soviétiques, au nord-est. Elle traverse l'extrémité nord-est des Dacides occidentales (autochtone de Bihor=Tatrides), la zone des klippes pienines, l'unité de Dragovo-Petrova, les klippes de Maramureș et la zone du flysch.

Les éléments sismiques majeurs qu'on doit retenir sur cette coupe, dans le tronçon qui nous intéresse, sont représentés par trois décalages du Moho : l'un situé à la verticale de la zone des klippes pienines, un autre situé sur une verticale qui est placée au nord de Satu Mare et le plus méridional, le moins net, sur une verticale située au sud de Satu Mare (fig. 15). Les deux premiers et surtout celui situé au-dessous de la zone des klippes, sont ceux qui pourrait avoir des significations géologiques particulières.

La fracture située à la verticale de la zone des klippes pienines, qui correspond à la „fracture péripiénine” des géologues polonais, tchécoslovaques et soviétiques, peut être assimilée avec la „cicatrice” d'un ancien plan de consommation des socles primaires des nappes du flysch. De ce point de vue il est comparable, voir corrélable, avec celui situé sur la coupe XI sous le front des nappes centrales est-carpatiques. En comparant les deux coupes (pl. II et fig. 15), la position verticale de ces plans n'est qu'un argument en plus pour leur corrélation.

Le caractère de nappes de couverture des unités pienines demande forcément l'existence d'une deuxième zone de consommation de socles (simiques? !), matérialisée actuellement par un plan Benioff fossile. Tenant compte de la position externe des nappes centrales est-carpatiques (nappes de socle, sialiques) et des klippes de Maramureș, par rapport à la zone des klippes pienines, on arrive logiquement à placer la „cicatrice” de l'ancienne zone de consommation à l'intérieur du bloc sialique est-carpatique. En raccordant, à travers la croûte, les affleurements de la zone des klippes pienines avec la zone de décalage du Moho de la verticale nord de Satu Mare, on obtient un plan (Benioff fossile) à pendages de 40–50°. Par sa position, sa géométrie et sa signification géologique, il est parfaitement corrélable avec celui situé sous la Dépression de la Transylvanie (coupe XI—pl. II).

On arrive ainsi à retrouver, sur la coupe III, les deux plans Benioff fossiles repérés sur la coupe XI, mais nettement plus rapprochés. Ce rap-





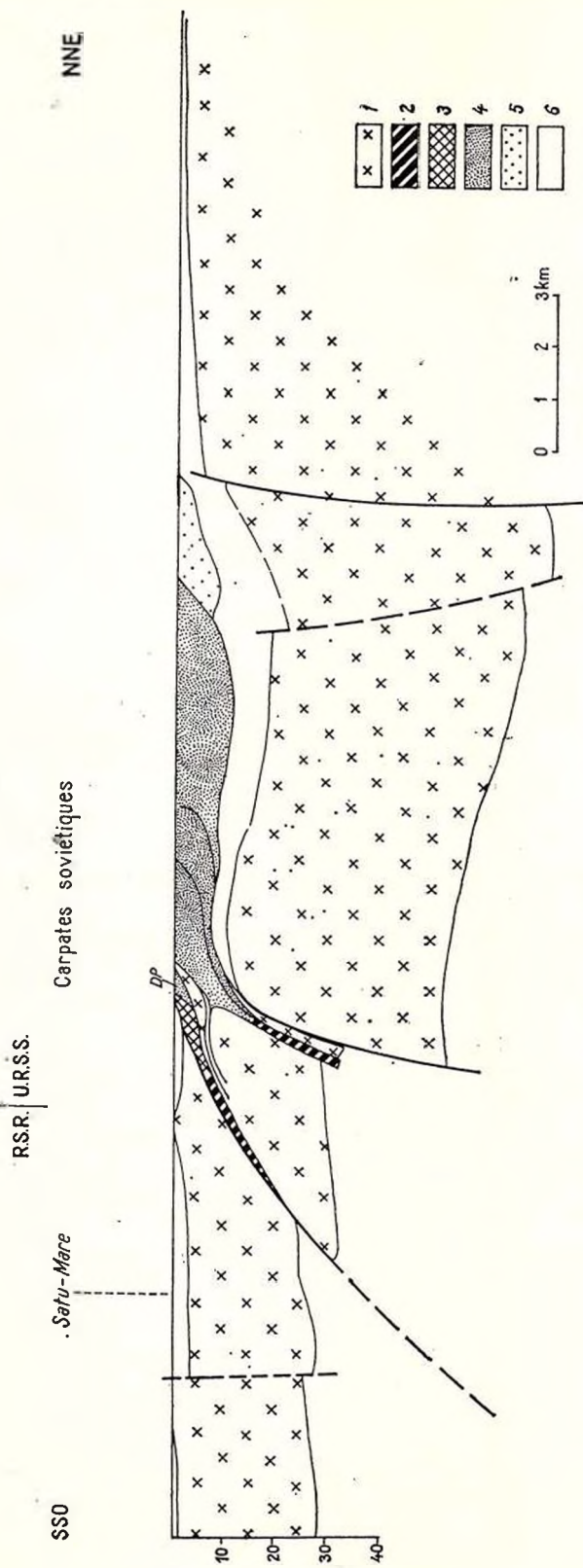


Fig. 15. — Coupe sismo-tectonique schématique Satu Mare—Dniestr. 1, croûte granitique et basaltique non différenciée; 2, croûte sinistral; 3, klippes pieuses; 4, nappes du Flysch (DP = Dragovo—Petrova); 5, avant-fosse interne; 6, formations post-tectoniques et couverture de plate-forme.

prochement est fort probablement déterminé par l'intervention des ser-rages d'âge miocène inférieur, qui ont eu lieu dans la zone des klip-pes pienines et de l'unité de Dragovo-Petrova (le prolongement sud-est de la nappe de Măgura). Le rapprochement a été augmenté aussi par des coulissements horizontaux accompagnés d'étirements le long de la même zone (Săndulescu, 1975). D'autre part on constate aussi que la largeur du bloc sialique est-carpatique a diminuée sur la transversale de la coupe III, par rapport à celle connue sur la coupe XI. Ce rétrécissement peut avoir plusieurs raisons : les rejets horizontaux des charriages augmen-tent le long des Dacides orientales du sud-est au nord-ouest ou bien la largeur primaire (avant les charriages) des unités daciques orientales (dérou-lées) était de moins en moins grande vers l'ouest. Cette dernière conclusion soulève un nouveau problème : est-ce que le rétrécissement progressif, vers l'ouest, de l'élément majeur sialique qu'étaient les Dacides orientales avant la déformation, arrive à le faire disparaître comme tel à la transver-sale des Carpates Occidentales centrales ?

Au sud de Satu Mare une importante faille, qui représente le pro-longement vers l'ouest de la faille de Preluca, est nettement marquée par les forages et aussi par les données gravimétriques et sismométriques. Elle représente la limite méridionale de la zone transcarpatique et peut être corrélée avec la faille qui borde au sud le graben de Szolnok, en Hon-grie. Le faible décalage du Moho à la verticale de cette faille serait l'écho profond de celle-ci (fig. 15).

### Éléments crustaux majeurs de l'avant-pays carpatique

Des cassures crustales importantes, quelque unes cachetées, d'autres encore actives, découpent l'avant-pays des Carpates. Deux d'entre elles attirent l'attention par leur importance structurale et sismique : la faille de Peceneaga-Camena et la faille de Călărași-Fierbinți. Toutes les deux sont des cassures le long desquelles s'alignent des hypocentres de tremble-ments de terre plus ou moins profonds : ceux de la région de Galați et Bacău le long de la faille de Peceneaga-Camena et ceux de Urziceni, Pogoanele, nord Ploiești et Cîmpulung Muscel le long de celle de Călărași-Fierbinți.

En corrélant les informations géologiques avec celles sismologiques on arrive à conclure que les deux cassures ont facilité des mouvements composites des morceaux de la croûte qu'elles séparent ; à part les déca-lages verticaux, des translations horizontales importantes y ont eu lieu. De ce dernier point de vue la faille de Peceneaga-Camena présente des décrochements dextres, tandis que celle de Călărași-Fierbinți des décrochements senestres. Grâce à ce caractère „complémentaire” des deux failles, un important panneau de l'avant-pays, qui „fait face” à la courbure des Carpates Orientales, gagne un important degré de liberté qui lui permet de s'avancer vers celle-ci ! Cette conclusion est de première importance : la sismicité des deux cassures souligne la „jeunesse” des derniers mouvements que le bloc crustal situé entre eux a subi. Or, c'est





justement le segment de l'arc carpatique situé „devant” le bloc mentionné ci-dessus où des déformations plio-quaternaires sont connues ; c'est toujours à ce bloc à mobilité très jeune, que la Dépression de Focșani, dont la subsidence monte jusqu'au Quaternaire, est superposée.

On arrive ainsi à conclure que le mouvement vers les Carpates de ce bloc crustal représente les derniers échos, plio-quaternaires, des grands phénomènes de sous-charriage que l'avant-pays a subi.

En prenant comme point de départ l'exemple de ces deux failles qu'on vient d'analyser on arrivera peut être à mieux comprendre le contexte général du phénomène de sous-charriage le long des arcs carpatiques : des blocs découpés dans l'avant-pays par des failles crustales plus ou moins obliques par rapport aux différents tronçons de la chaîne arquée, gagnaient un ou plusieurs degrés de liberté qui leur permettaient de s'avancer, dans des directions quelquefois convergentes, au-dessous de la chaîne plissée. On peut même envisager que des composantes, obliques ou perpendiculaires, des translations qui s'effectuaient quasi-parallèlement à la chaîne, jouaient le rôle de forces transversales par rapport à cette dernière.

Dans l'esprit des considérations que nous venons de faire certaines différences entre les deux fractures analysées peuvent être remarquées.

La faille de Peceneaga-Camena sépare les éléments structuraux majeurs de l'avant-pays dont l'évolution géologique dans le temps est différente ; la faille de Călărași-Fierbinți sépare deux secteurs du même élément majeur (la dalle moesienne). Cette situation est peut-être déterminée par la différence d'âge des deux fractures, celle de Peceneaga-Camena étant plus ancienne, avec une évolution géologique plus longue. Elle est d'ailleurs mieux marquée dans la structure de la croûte.

On peut même envisager que les translations le long de la faille de Peceneaga-Camena ont des valeurs bien plus élevées que celles revenant à la faille de Călărași-Fierbinți.

Il serait par conséquent possible que ce soit à cette faille de Peceneaga-Camena que l'avant-pays actif des Carpates Orientales et Méridionales doit sa mobilité. Suivant le mécanisme envisagé, la translation générale vers le nord-ouest du compartiment ouest de la faille (dont le décrochement est dextre) a été „transformée” par plusieurs failles satellites (Focșani, Trotuș etc.), plus ou moins obliques par rapport à la fracture principale et à décrochements toujours dextres, en déplacements transversaux, par rapport à la chaîne. La faille de Călărași-Fierbinți serait dans cette hypothèse une des fractures annexes, bien que la plus importante parmi celles-ci.

Le déplacement vers les Carpates des importants panneaux de l'avant-pays situés au sud et sud-ouest de la plate-forme est-européenne a-t-il déterminé „l'ouverture” de la Mer Noire ? Question difficile, à laquelle on ne peut pas encore répondre avec beaucoup de détails, les recherches n'étant pas encore terminées. Quelques points peuvent être tout de même relevés :



— on n'a pas (encore?) mis en évidence une „dorsale” dans la Mer Noire;

— on a déterminé pourtant l'absence de la couche granitique sur des importantes surfaces au centre de la Mer Noire;

— si une „ouverture” de la Mer Noire existe et si elle est liée aux translations vers les Carpates, par sous-charriage d'une partie de l'avant-pays situé à l'ouest de la mer, le début de cette ouverture doit remonter au Crétacé (?!?) ;

— la tectogenèse de la chaîne alpine Dobrogea septentrionale — Crimée-Grand Caucase est-elle liée à cette „ouverture”? et celle des Pontides-Petit Caucase?

Ce sont des difficultés majeures, bien que surmontables, auxquelles on est confronté. Dans ce contexte on remarque tout de même que la faille de Peceneaga-Camena se prolonge en mer (Neprochnov et al., 1974) jusqu'à la limite qui marque le passage de la croûte „munie” de couche granitique à celle dépourvue de cette couche. C'est un élément qu'on doit retenir dans l'analyse du problème concernant l'ouverture probable de la Mer Noire.

Un élément structural particulier de l'avant-pays carpatique reste la Dobrogea septentrionale. Orogène alpin intracratonique, il présente une structure assez compliquée : des unités charriées à la constitution desquelles prennent part des ophiolites y sont connues. Si ces roches sont les restes d'une croûte à caractère océanique, reste une hypothèse à envisager. On arrive pourtant mal à voir, comme nous l'avons déjà remarqué, où se trouve la zone de consommation de cette croûte, tenant compte aussi du fait qu'il n'y a pas de traces d'une activité magmatique andésitique dans le voisinage de cette chaîne.

### Éléments crustaux majeurs des Carpates

L'examen des coupes sismotectoniques à travers les Carpates montre clairement la complexité structurale de la croûte située au-dessous de cette chaîne. En simplifiant beaucoup les détails, on arrive à y distinguer trois types d'éléments crustaux majeurs : les plans Benioff fossiles, les blocs sialiques (continentaux) et les morceaux de l'ancienne croûte simique.

Deux plans Benioff fossiles, correspondant à des zones de consommation de socle, séparent trois blocs continentaux : le plan Benioff externe, situé sous les Carpates Orientales et qui se prolonge fort probablement sous les Carpates Méridionales, et le plan Benioff interne ou pienino-transylvain.

À l'extérieur du plan Benioff externe un bloc continental situé, dans les Carpates Orientales, sous la zone du flysch représente pour la plupart le prolongement de la croûte continentale de l'avant-pays, sous-charriée au-dessous de la chaîne. Dans sa partie interne (occidentale) on peut pourtant envisager qu'à la constitution de ce bloc prennent part aussi des éléments appartenant aux anciens socles du flysch (externe!), pas encore engloutis.





Entre le plan Benioff externe et celui pienino-transylvain un bloc continental à structure complexe est développé. Il est caractérisé par une couche granitique moins épaisse que sur les autres blocs et par d'importants cisaillements de celle-ci, générateurs de nappes de socle.

A l'intérieur du plan Benioff fossile pienino-transylvain le troisième bloc continental, le plus interne, correspond en grandes lignes au Dacides Occidentales (mis à part les Métallifères méridionales-simiques).

En comparant les deux plans Benioff fossiles cités ci-dessus on constate pour chacun des particularités spécifiques. L'une en est la différence des pendages des deux plans, fait que nous avons déjà mentionné. Un autre caractère distinctif qui ressort surtout sur la coupe XI est déterminé par la présence des morceaux de socle de type océanique éjectés d'une part et d'autre de la zone de consommation (correspondant au plan Benioff interne). Bien que des copeaux de roches basiques sont connus aussi associés avec les nappes dont les socles ont été engloutis le long du plan Benioff externe (nappe du Flysch Noir, nappe de Severin, etc.) ils sont moins étendus que les masses ophiolitiques liées au plan interne (nappes transylvaines, Métallifères méridionales).

Est-ce que ces différences montrent qu'une „consommation” plus accusée a eu lieu sur le plan externe? Cette hypothèse est encore plus intéressante si on remarque que le long du plan externe des consommations successives, crétacées et tertiaires, ont eu lieu, tandis que celui transylvain n'est qu'un plan Benioff crétacé. Dès qu'il a été repris dans le Tertiaire (secteur pienin) il gagne le même caractère que le plan externe.

Les deux plans Benioff ont, à part leur signification structurale, une importance particulière dans l'histoire et la genèse des magmatites alpines post-ophiolitiques des Carpates : les banatites et les volcanites néogènes (Rădulescu, Săndulescu, 1973 ; Rădulescu, 1973, 1976). Dans ce sens plusieurs problèmes sont à envisager, parmi d'autres.

La liaison spatiale entre les banatites des Monts Apuseni septentrionaux et le plan Benioff fossile pienino-transylvain est brillamment confirmée par les données sismiques profondes (coupe XI). De même, en ce qui concerne la liaison entre la chaîne volcanique néogène des Carpates Orientales et le plan externe. Reste la question des produits volcaniques néogènes des Monts Apuseni. Sont-ils liés au plan pienino-transylvain? Leur disposition relativement arquée à l'intérieur de l'arc que ce plan décrit le laisse à penser. On pourrait les considérer liés aux mouvements tertiaires qui ont repris le plan dans son secteur pienin, bien qu'ils sont fortement éloignés de celui-là. Il reste bien sûr l'hypothèse qu'ils ont la même origine profonde que les banatites des Monts Apuseni.

Dans le contexte de cette dernière remarque le problème de la liaison „verticale” entre les points de fusion des croûtes simiques et les points d'émission des produits magmatiques qui leurs sont liés, est aussi à envisager. Généralement on trouve, sans beaucoup de difficultés, les produits magmatiques à la verticale des zones de fusion. Il y a pourtant des secteurs (extrémité sud de la chaîne volcanique Călimani-Harghita) où les magma-



tites se trouvent décalés par rapport aux zones de fusion. On doit dans ces cas admettre que la migration des magmas n'est pas toujours exclusivement verticale à travers la croûte, mais que, suivant d'importantes cassures qui peuvent avoir des pendages divers ou peuvent être dirigées transversalement par rapport aux plans de consommation, les magmas ont la possibilité de „s'éloigner” de la verticale du point de fusion. Cette explication peut s'appliquer aussi aux magmatites néogènes des Monts Apuseni (voir ci-dessus).

En liaison avec la constitution de la croûte au-dessous des Carpates, il est également intéressant d'aborder la question concernant l'existence des masses intrusives néogènes. Le large développement de l'activité volcanique à laquelle sont associés des corps subvolcaniques assez fréquents serait un élément positif dans cette discussion. Il faut pourtant admettre qu'aucune masse granitoïde néogène n'est montée assez haut dans la croûte pour arriver au niveau d'érosion actuel et par conséquent se trouver en affleurement. Evidemment c'est là seulement une supposition, mais on ne doit pas la rejeter „à priori”.

L'existence des masses intrusives néogènes au-dessous des zones volcaniques des Carpates serait une nécessité de principe.

## BIBLIOGRAPHIE

- Beránek B., Dudek A. (1972) The Results of Deep Seismic Sounding in Czechoslovakia. *Z. für Geophys.*, 38,3, 415—428, Würzburg.
- Zatopek A. (1975) On the crustal structure in Czechoslovakia and the East-Alpine region. *St. tehn. econ. seria D*, 10 (III), 187—206, Bucharest.
- Ciocirdel R., Socolescu M. (1969) L'évolution de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série Géophys.*, 13, 1, 3—38, Bucarest.
- Constantinescu L., Enescu D., Ianăş M. (1968) Intégration des informations sismologiques et gravimétriques pour l'étude de la structure de l'écorce terrestre en Roumanie. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série Géophys.*, 12, 1, 3—15, Bucarest.
- Cornea I., Enescu D. (1972) Structure de la croûte terrestre en Roumanie d'après les données géophysiques. *Rev. Roum. Géol., Géophys. Géogr., série Géophys.*, 16, 1, 3—20, Bucarest.
- Cornea I., Lăzărescu V. (1973) An approach to the seismotectonics of the Roumanian Eastern Carpathians. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série Géophys.*, 17, 2, Bucarest.
- Constantinescu P., Cornea I., Lăzărescu V. (1974) Recent seismic information on the lithosphere in Romania. *Proc. of 14<sup>th</sup> Sess. Europ. Seism. Commis.*, Trieste.
- Cornea I., Lăzărescu V. (1975) Seismotectonic Map of the Romanian Territory. *St. tehn. econ. seria D.*, 10 (III), 291—298, Bucharest.
- Tănăsescu P., Rădulescu M., Docin D., Roşca V., Enescu D., Cîndea I., Constantinescu P., Barbu M. (1965) Prospections géophysiques (en roumaine). Ed. tehnică, Bucureşti.





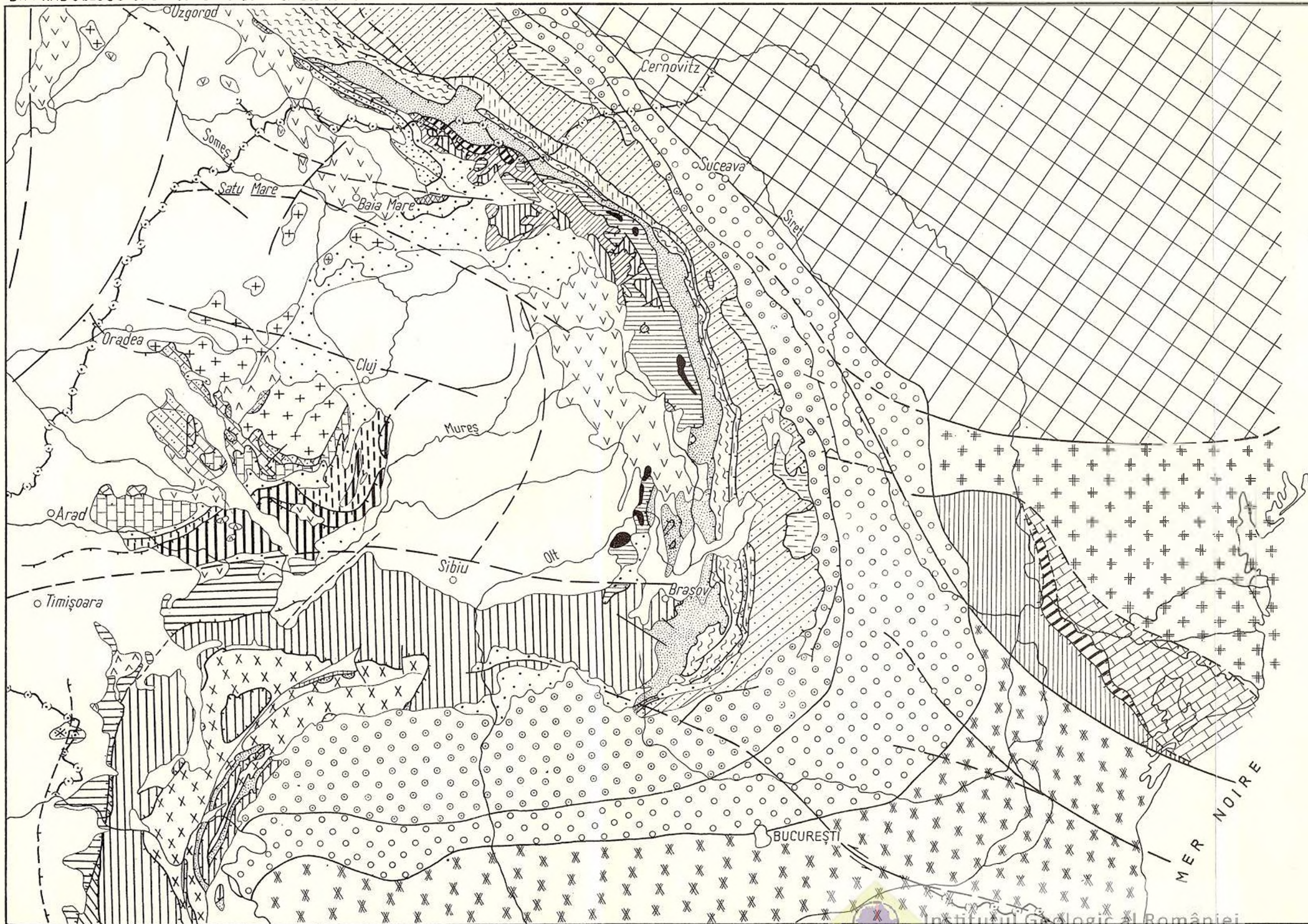
- Constantinescu P., Cornea I., Enescu D., Pătruț St., Rădulescu F., Spânoche S. (1970) Évaluations préliminaires de l'épaisseur de la croûte terrestre sur le territoire de Roumanie. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série Géophys.*, 14, 1, 3–14, Bucarest.
- Mituch E., Posgay K., Rădulescu F. (1975) Deep seismic sounding in the eastern part of the Pannonian basin along the international profile XI for the investigation of the Earth's crust, conducted by Hungarian and Rumanian parties in co-operation. *Geophysical Transactions of Hungarian Geophysical Institute Roland Eötvös*, 23, 7–12, Budapest.
- Davydova N. I., Kosminskaya I. P., Kapustian N. K., Michota G. G. (1972) Models of the Earth's Crust and M–Boundary. *Z. für Geophys.*, 38, 3, 369–393, Würzburg.
- Dohr G., Fuchs K. (1967) Statistical evolution of deep crustal reflections in Germany. *Geophysics*, 32, 6, 951–967, Tulsa, Oklahoma.
- Dragasević T., Andrić B. (1968) Deep Seismic Sounding of the Earth's Crust in the Area of the Dinarides and the Adriatic Sea. *Geophys. Prosp.*, 16, 1, 54–76, Hague.
- Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Géol.* XXXII, 5–96, Bucarest.
- Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux des Carpates Roumaines et leur Avant-pays. *An. Com. Géol.* XXXVI, 195–218, Bucarest.
- Săndulescu M. (1970) Harta tectonică a României. Ed. Inst. Geol., București.
- Fuchs K. (1969) On the properties of deep crustal reflectors. *Z. für Geophys.* 35, 2, 133–149, Würzburg.
- Enescu D., Cornea I., Constantinescu P. (1967) Primele încercări de evaluare a grosimii scoarței terestre în România prin sondeaje seismice punctuale. Considerații asupra structurii mantalei superioare *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geof.*, 5, 2, 185–197, București.
- Cornea I., Constantinescu P., Rădulescu F., Pătruț St. (1972) Structura scoarței terestre și a mantalei superioare în zona curburii Carpaților. *Stud. cerc. geol. geogr. geof., seria Geof.*, 10, 1, 23–41, București.
- Gavăț I., Airinei St., Botezatu R., Socolescu M., Stoiculescu Sc., Vencov I. (1963) Structura geologică profundă a teritoriului RPR. *St. cerc. geof.* I, 1, 7–34, București.
- Gheiko V. S. (1970) Determinarea vitezei medii și efective după hodograful undelor continu-refractate pentru o distribuție arbitrară a vitezei cu adâncimea (en russe). *Izv. Akad. Nauk. SSSR, Fizika Zemli*, 3, 79–86, Moskva.
- Guterch A., Materzok R., Pajchel J. (1972) Seismic Structure of the Moho Discontinuity in the Region of the Fore-Sudetic Monocline. *Proc. of 13<sup>th</sup> Sess. Europ. Seism. Commis.*, Brașov, Romania.
- Helmburger D. V. (1968) The Crust-Mantle Transition in the Bering Sea. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1, 179–214.
- Liebscher H. J. (1964) Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland. *Z. für Geophys.*, 30, 2, 51–96, Würzburg.
- Meissner R. (1966) An Interpretation of the Wide Angle Measurements in the Bavarian Molasse Basin. *Geophys. Prosp.*, 14, 1, 7–16, Hague.



- Morelli G., Cernea I., Lăzărescu V. (1974) A Seismotectonic comparison between the Eastern Carpathians and Calabrian-Sicilian Arc Bends. *Proc. of 14<sup>th</sup> Sess. Europ. Seism. Commis.*, Trieste.
- Pătruț St. (1970) Probleme ale sondajului seismic de adincime. *Stud. cerc. geof., geogr., seria Geof.*, 8, 2, 203–209, București.
- Puzirev N. N., Krilov S. V., Potapiev S. V. (1965) Sondajul seismic punctual. *Metodica cercetării seismice (en russe)*, 5–71. *Izv. Nauka*, Moskva.
- Radu C. (1974) Contribution à l'étude de la sismicité de la Roumanie et comparaison avec la sismicité du bassin méditerranéen et en particulier avec la sismicité du sud-est de la France, Thèse, Strassbourg.
- Rădulescu D. P., Săndulescu M. (1973) The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians. *Tectonophysics*, 16, 155–161.
- (1973) Considerații asupra cronologiei proceselor vulcanice din Munții Călimani, Gurghiu și Harghita. *D.S. Inst. Geol.* LIX/4, p. 135, București.
- Rockwell W. D. (1967) A General Warefrant Method, Seismic Refraction Prospecting, 363–415, *S.E.G. Tulsa*, Oklahoma.
- Săndulescu M., Bercia I. (1974) East Carpathians Cristalline-Mesozoic Zone in "Tectonics of the Carpathian regions" Bratislava.
- Săndulescu M. (1973) Essai de reconstruction des éléments préparoxysmaux alpins des Dacides (Internides) orientales. *Rev. Géol. Géogr., Géoph., série Géol.*, 17, 1, 145–156, Bucarest.
- (1975) Essai de synthese structurale des Carpates. *B.S.G.F.* (7), XVII, 3, 299–358.
- Socolescu M., Popovici D., Visarion M., Roșca V. (1964) Structure of Earth's crust in Romania as based on the gravimetric data. *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Géoph.*, 8, Bucarest.
- Sollogub V., Tchekunov A. (1975) Types of Crustal Models on an Example from Ukraine and Adjacent Seas. *St. tehn. econ. seria D.*, 10 (III), 261–264, București.
- Szénás G. (1972) The Carpathian system and global tectonics. *Tectonophysics*, 15, 4, 267–286.
- Talos D., Visarion M., Cornea I. (1968) Morphologie et structure du soubassement de la Dépression de Transylvanie d'après les données géophysiques actuelles. *Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Géophys.*, 12, 2, Bucarest.
- Zavialov V. D., Stolearova E. N. (1957) Metodica sondajelor seismice spațiale (en russe). *Prikl. gheofiz.*, 17, Moskova.
- \* \* \* Crustal structure of central and south-eastern Europe (by the data of explosion seismology), 1972, Kiev.







M. SÂNDULESCU  
ESQUISSE TECTONIQUE DES CARPATES ET DE LEUR AVANT-PAYS

0 2,5 5 7,5 10 km

LÉGENDE

CARPATES

Dacides Occidentales

- Autochtone de Bihor (Tatrides)
- Nappe de Codru
- Nappes de Arieşeni et Dieva
- Nappes de Vaşcău, de Biharia et de Muncel
- Métallifères méridionaux (simiques)
- Métallifères septentrionaux (sialiques)

Dacides Orientales

- Unité de Bretila - Belopotok
- Nappe de Flysch Noir (kameny Potok)
- Nappe sub-bucovinienne (Delovetz)
- Nappe bucovinienne
- Nappes transylvaines
- Nappes daciques externes (Ceahlău, Baraolt, Rahov, Pietros)

Dacides Méridionales

- Massif serbo-macédonien
- Nappe supragétique
- Unité Gornjak - Sasca
- Nappe gétique
- Nappe de Severin
- Autochtone danubien

Pienides

- Zone des klipptes pienines, klipptes de Poiana Botizei

Moldavides

- Nappe de Măgura (unité de Dragova-Petrova)
- Nappes du Flysch Courbicortical, de Macla et de Bobu
- Nappe de Audia - Czernahora
- Nappe silésienne
- Nappe de Tarcău - Skole
- Unité des plis marginaux

Couvertures post-tectoniques

- Avant-fosse et dépressions, Avant-fosse (a-interne; b-externe)
- Dépressions molassiques

Magmatisme

- Banatites
- Volcanites néogènes

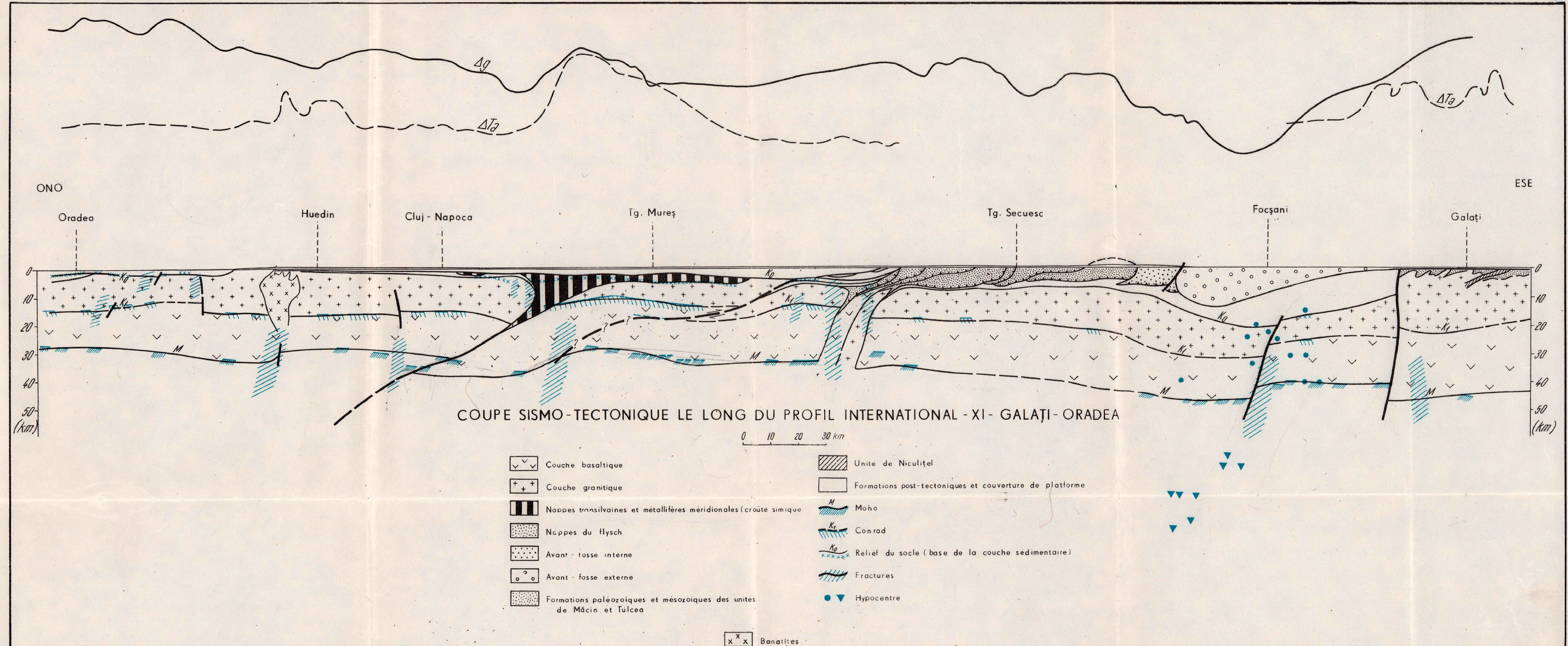
AVANT-PAYS

Plate-forme est-européenne

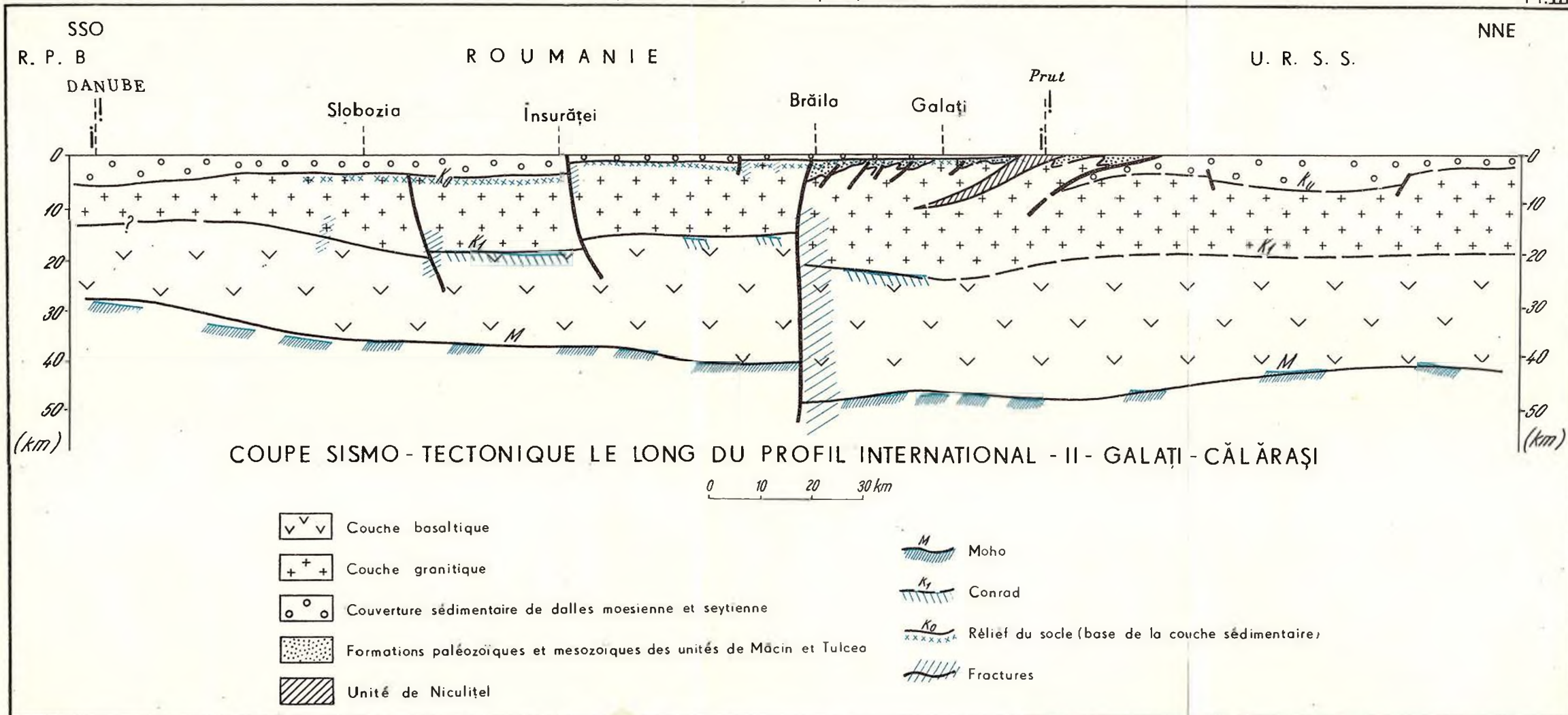
- Plate-forme épihercynienne

- Dalle scythique
- Dalle moesienne
- Orogène alpin intra-cratonique de la Dobrogea septentrionale
- Unité de Măcin
- Unité de Niculiţel
- Unité de Tulcea









# PRE-MESOZOIC METAMORPHITES OF THE EAST CARPATHIANS<sup>1</sup>

BY

I. BERCIA<sup>2</sup>, H. KRÄUTNER<sup>2</sup>, M. MUREȘAN<sup>2</sup>

## Résumé

Les métamorphites prémésozoïques des Carpates Orientales. Dans les formations métamorphiques des Carpates Orientales on peut distinguer les suivantes entités lithostratigraphiques majeures (séries cristallines): la Série de Bretila (Br) — Précambrien supérieur A; la Série de Rebra (Rb) — Précambrien supérieur A; la Série de Tulgheș (Tg) — Vandien-Cambrien inférieur; la Série de Dămuc (Dm) — Ordovicien; la Série de Rusaia (Ru) — Ordovicien supérieur?—Silurien; la Série de Repedea *s.l.* (Rp) — Silurien (Ordovicien supérieur?)-Carbonifère inférieur; la Série de Țibău (Țb) — Carbonifère inférieur; la Série de Izvoru Mureș (IM) — Carbonifère inférieur?; la Série de Argeștru (Ar) — Carbonifère?

La zone cristallino-mésozoïque représente un échafaudage de nappes de charriage superposées, formées principalement au cours des mouvements autrichiens. Certaines des lignes tectoniques importantes de cette zone sont prémésozoïques.

L'échafaudage de nappes de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales comporte le système des nappes bucoviniennes (nappes de socle — de cisaillement) et le système des nappes transylvaines (nappes de couverture — de décollement gravitationnel), situé à la partie supérieure de la structure.

Le système des nappes transylvaines, auquel participent seulement des dépôts sédimentaires antérieurs au Crétacé supérieur, comprend la nappe de Perșani (intra-aptienne) et la nappe de Hăghimaș (intra-albienne).

Le système des nappes bucoviniennes comprend (de bas en haut): les nappes de Căvin et de Poleanca; le groupe des nappes de Maramureș (duquel fait partie la Série de Bretila, surmontée par des dépôts paléozoïques épimétamorphiques — les Séries de Rusaia et de Repedea — et une couverture mésozoïque antérieure au Crétacé supérieur); le groupe des nappes de Bistrița (constitué principalement des Séries de Rebra et de Tulgheș, sur lesquelles se disposent en transgression des formations paléozoïques épimétamorphiques — les Séries de Țibău, Izvorul Mureș et Argeștru et une couverture mésozoïque, antérieure au Crétacé supérieur, développée en facies différents).

<sup>1</sup> Received on March 5, 1976, accepted for publication on 22 March 1976.

<sup>2</sup> Institute of Geology and Geophysics, 1 Caransebeș Street, Bucharest, 32.





Ces nappes ont été charriées, de l'ouest vers l'est, sur la zone du flysch, pendant les mouvements autrichiens (paroxysmaux). Au cours des mouvements postparoxysmaux, saviques ou stiriques, les formations métamorphiques ont été chevauchées, de l'est vers l'ouest, par-dessus des dépôts éocènes et oligocènes (rétrochevauchements). Dans la région de Maramureș, les métamorphites ont été également entraînées en écailles d'âge postoligocène.

Dans les phases plus récentes de la tectogenèse alpine, la zone cristallino-mésozoïque a été morcelée par plusieurs systèmes de failles transversales, obliques, directionnelles.

The crystalline formations of the East Carpathians are widespread in the central part of these mountains forming, together with their sedimentary Mesozoic cover, the unit known as the "Crystalline-Mesozoic Zone". This major tectonic unit consists of superposed nappes overthrusting eastwards the "Flysch Zone" and the Cîvcîn unit characterized by the presence of Jurassic basic volcanites.

A large bulk of data has been accumulated in the last decades, allowing to get a new and quite different picture on the geology and especially on the metamorphites of the area.

#### A) LITHOSTRATIGRAPHY AND PETROLOGY

The lithostratigraphic researches carried out after 1960 pointed out that the metamorphites of the East Carpathians, previously considered as a less differentiated pile of "epizonal" and "mesozonal" rocks, are in fact a complex assemblage including several lithostratigraphic and metamorphic units of different ages. The clearing up of the lithostratigraphy of these formations was one of the most important factors in the elucidation of the tectonics of the Crystalline-Mesozoic Zone. The sophisticated methods of palynology and radiochronology recently applied have brought an important contribution in the establishing of the ages and relationships of different lithostratigraphic units.

According to the present knowledge on the East Carpathians metamorphites, the following lithostratigraphic series can be distinguished:

- Bretila Series (Br) — Upper Precambrian A
- Rebra Series (Rb) — Upper Precambrian A
- Tulgheș Series (Tg) — Vendian-Lower Cambrian
- Dămuc Series (Dm) — Ordovician
- Rusaia Series (Ru) — Upper Ordovician? — Silurian
- Repedea Series *s.l.* (Rp) — Silurian (Upper Ordovician?) — Lower Carboniferous
- Țibău Series (Țb) — Lower Carboniferous
- Izvorul Mureș Series (IM) — Lower Carboniferous?
- Argeștru Series (Ar) — Carboniferous?

For the Precambrian rocks there have been used the chronostratigraphic divisions of the geological map of Romania 1 : 50.000 scale, according to which the Upper Precambrian A corresponds to the interval  $1600 \pm 850 \pm 50$  m.y., and the Upper Precambrian B to the interval  $850 \pm 50 - 575$  m.y.



### I. Bretila Series (Br) — Upper Precambrian A

The Bretila Series is a predominantly terrigenous pile with intercalated acid and basic metavolcanic rocks. The carbonatic rocks are missing. This series underwent regional metamorphism and migmatizations in the almandine-amphibolite facies. Intrusive granitoids are known in some areas.

It is the only series exhibiting a remarkable constancy of the initial metamorphic grade on the whole investigated area. Another distinctive feature is a superposed, very extended, Hercynian regional retromorphism which has contributed to the frequent confusions, made in the past, between these rocks and the low-grade "epizonal formations".

The Bretila Series has been formerly defined as the "autochthonous mesozone" of the East Carpathians (K r ä u t n e r, 1938). This denomination has been later extended on similar parautochthonous formations from the Rodna and Maramureş Mountains as well as on the "Rarău gneisses series" (K r ä u t n e r, 1968).

In the present acceptance, the Bretila Series included the oldest rocks known in the East Carpathians. This series occurs in most of the lower (Maramureş) nappes and in the Rarău nappe. Therefore, the Bretila Series includes the formation before ascribed to the following lithological units: (a) "Bretila Series" in the Bistriţa and Rodna Mountains; (b) "Rarău Series" ("Rarău gneisses") in the region of the Rarău and Hăghimaş marginal synclines; (c) "Novăţ Series" in the Vaser Valley; (d) "Pop Ivan Mesozone" and "Belopotok Series" in the northern part of Maramureş and in the Rahov massif.

Stratigraphic relationships between the Bretila Series and the metamorphic formations of the Rebra Series, also attributed to the Upper Precambrian, are not known so far.

In the past, the Bretila Series was considered as representing the Middle Proterozoic (the "Alutian Folded Complex", D e s s i l a - C o d a r c e a, 1967) or the Upper Ante-Proterozoic (K r ä u t n e r, 1968). Later on, a K/Ar isochron age of 800 m.y. (K r ä u t n e r, 1972), and of  $748 \pm 37$  m.y. (M u r e ş a n et al., 1975) has been pointed out for the metamorphism of the Bretila Series. Recently, K r ä u t n e r et al. (1976) specifies a K/Ar isochron age of  $850 \pm 50$  m.y.; the K/Ar model ages are generally regenerated; they do not exceed 507 m.y. in the Romanian East Carpathians (M i n z a t u et al., 1975) and 738 m.y. in the Rahov massif (S e m e n e n k o et al., 1969).

The Bretila Series outcrops in different tectonic units wherein a complete sequence cannot be observed. As there are no possibilities of correlation of the local sequences, a general lithostratigraphy cannot be presented. Therefore, this matter will be separately discussed for each area and/or tectonic unit.

1. In the Maramureş nappes, the Bretila Series is exposed in the Bretila window, in the Rodna and Vaser half-window, as well as in the Bistra—Belopotok and Tisa windows.





a) *In the Rusaia window*, the rocks of the series from the "Bretila anticline" have been considered by I. Rădulescu and Ludmila Rădulescu (1967), and by Ianovici, Ionescu (1966) as an "old mesozonal basement" transgressively overlain by formations from which the epizonal schists originate.

In the Bretila Series, two lithostratigraphic complexes have been recognized (Bercia et al., 1967): the complex of amphibolites and micaschists (the lower part), and the complex of micaschists (the upper part).

b) *In the Rodna half-window*, a detailed sequence of the series is found only in the northern part where it forms a sequence of about 3000 m in which the following four lithostratigraphic complexes have been separated (H. Kräutner, Florentina Kräutner, 1970): the complex of gneisses and amphibolites (> 200 m), the complex of white gneisses (100-300 m), the complex of amphibolites (1000-1100 m), and the complex of the Rebra and Anieș ocellar gneisses (> 1000 m).

c) *In the Vaser half-window*, typical rocks of the Bretila Series have been described in the Vaser Valley as the "Novăț Series" (Ciornei, 1958), consisting of paragneisses, ocellar gneisses (the "Greben ocellar gneiss"), amphibolites, micaschists  $\pm$  staurolite. The lithostratigraphy of the sequence has not been carried out in the area so far.

d) *In the Bistra half-window* the Bretila Series outcrops, on the Romanian territory, in the basins of the Repedea, Frumușova, and Bistra valleys (Pitulea, 1972; Pitulea et al., R 1969)<sup>3</sup>, and, on the Russian territory, in the Belopotok Valley of the Rahov Mountains (Belopotok Series) (Hain et al., 1968; Boiko, 1970; Bîrzova et al., 1975). The series is represented here by paragneisses, micaschists, amphibolites and ocellar gneisses ("Pop Ivan gneisses").

e) *In the Tisa window*, on the territory of U.S.S.R., rock assemblages similar to those of the Bretila Series have been described as "the Belipotok Series" (Rudakov, 1966; Hain et al., 1968; Boiko, 1970), formed by a sequence of gneisses, micaschists, and amphibolites. The identity between these rocks and the Bretila Series ones is pointed out by I. Bercia and Elvira Bercia (1970).

2. *In the Rarău nappe*, in all outliers, only a small part of the lithostratigraphic sequence is known.

a) *In the Rarău outlier*, the Bretila Series extends from the Greben Summit in the Bistrița Mountains, northward, up to Ciornii Div Summit in the Cîvcin Mountains. It consists of an essentially terrigenous, several hundreds meters thick sequence, mostly including muscovite-biotite-micaschists (+garnet) and muscovite-biotite-paragneisses ( $\pm$ garnet) with

<sup>3</sup> The year preceded by "R" indicates that it is an unpublished paper (report).





subordinate amphibolites to which a typical red ocellar gneiss horizon ("Rarău gneisses") is associated.

b) Within the outliers from the Giurgeu-Hăghimaș Mountains, two lithostratigraphic units have been recently reported in the Bretila Series (Georgeta Mureșan, M. Mureșan, 1972): a lower complex of terrigenous and acid tufogene cycles, which passes upwards into an upper purely terrigenous complex.

The lower complex ( $> 400$  m) consists of alternating retromorphic and mylonitic micaschists, and muscovite-bearing quartz-feldspath gneisses (acid metatuffs) which grade at the uppermost part into a sequence of ocellar and quartz-feldspath gneisses (the Naghiag ocellar gneisses horizon — 15-50 m).

The upper complex ( $> 500$  m) is constituted of muscovite-biotite-quartz micaschists ( $\pm$  garnet), to which biotite-bearing paragneisses are frequently associated.

The Bretila Series is, to a great extent, an essentially polymetamorphic formation originating at least in three metamorphic stages: a first progressive metamorphism in Precambrian ( $850 \pm 50$  m.y. ago) followed by a Hercynian retromorphism and, finally, by the Alpine diaphthoresis.

The Precambrian progressive metamorphism is typical Barrovian in the almandine-amphibolite facies, kyanite-muscovite-quartz subfacies, as evidenced by the coexistence of kyanite and muscovite (Ștefan et al., R 1961) as well as by the composition of the pyralspite garnets (Erhan, 1970; Uwe, R 1974).

The Hercynian regressive metamorphism is extended in the basement of the Hercynian metamorphic series up to a depth of about 500 m. It took place in the greenschist facies under low pressure conditions (Kräutner et al., 1975).

The Alpine diaphthoresis has been determined by the major Alpine overthrusts.

The Bretila Series is intruded by Hăghimaș granitoids (a sequence of preparoximal granites, granitoids, and diorites) regionally metamorphosed together (Mureșan et al., 1975). The Hăghimaș granitoids reach their maximum extension in the Giurgeu-Hăghimaș outlier, where these rocks occur in an elongated zone of about 50 km.

## II. Rebra Series (Rb) — Upper Precambrian A

The Rebra Series is a predominantly terrigenous and carbonatic rock pile with intercalations of magmatogenous amphibolites. This series has undergone a regional Barrovian metamorphism in the almandine-amphibolite facies, with local transitions toward the greenschist facies.





We consider this lithostratigraphic unit superior to the Bretila Series, although direct stratigraphic relationships between the two series have not been yet recorded.

The Rebra Series extends over large areas in the Rodna-Mestecăniș nappe and the tectonic windows between Iacobeni and Sindomic.

This series comprises the metamorphites described as "Rebra Series" in the Rodna Mts (Kräutner, 1968) as "mesozonal formations" (Savul, 1938 b), the "eastern and western mesozones" (Ștefan et al., 1955), the "Bistrița-Barnar Series and Vatra Dornei-Iacobeni Series" (Bercia et al., 1967) in the Bistrița Mts, as "Magaș Series" (Streckeisen, 1931, 1968), the "western mesozone" (Ciornei, Vasilescu, 1962), the "Bistrița-Barnar Series" (Mureșan, 1968) in the Bilbor-Voșlăbeni region. All these series are widely correlative as concerns the lithostratigraphic sequences as well as the evolution of their metamorphic events.

One of the most discussed problem is that of the relationships between the Rebra and the Tulgheș Series. On this matter two hypotheses have been stated:

a) The idea of a continuous sedimentation between the Rebra and Tulgheș Series and of a synchronous metamorphism of the two series has been supported by Streckeisen (1968), Mureșan (1968), Georgeta Mureșan, M. Mureșan (1972)<sup>4</sup> relying on the interpretation of some sections exposed in the southern part of the area (Voșlăbeni zone).

b) The hypothesis of a stratigraphic and metamorphic discontinuity between the two series has been advocated by Savu (1955) and Kräutner (1972). It was recently confirmed by the investigation on the pressure conditions during the mica crystallization in both series (Kräutner et al., 1975), as well as by the new recorded geochronological data (Kräutner et al., 1976).

Based on palynological evidence the Rebra Series has been successively assigned to the Precambrian (Iliescu, Dessila-Codareea, 1965), the Infracambrian (Iliescu, Mureșan, 1972), and the Upper Precambrian (Iliescu, Kräutner, 1975). The K/Ar isochron ages indicate the regional metamorphism of the series at  $850 \pm 50$  m.y. (Kräutner et al., 1976). The K/Ar model ages are generally regenerated by the Hercynian and Alpine orogenies (Mînzatu et al., 1975); they generally do not exceed 650 m.y. Pb/Pb data on the syngenetic sulphate ores of the series point to a maximum age of 800 m.y. Relying on these data, the Rebra Series has been attributed to the Upper Precambrian.

In the sequence of the Series three lithostratigraphic complexes —  $Rb_1$ ,  $Rb_2$ ,  $Rb_3$  — have been recognized.  $Rb_1$  and  $Rb_2$  are both characterized by a remarkable constancy of lithology in the whole distribution area, unlike  $Rb_3$  (upper complex) which exhibits variations in this respect.

<sup>4</sup> M. Mureșan keeps this point of view in the present paper, too.





1. **The lower complex ( $Rb_1$ )** consists mainly of a terrigenous sequence (paragneisses and micaschists) with local orthoamphibolite levels to which sporadic limestones are associated. The  $Rb_1$  complex has been identified in the Bilbor zone, the Bistrița Mts, and the Rodna Mts.

In the Bilbor window, a more than 500 m thick sequence including predominantly biotite-micaschists ( $\pm$  garnet) with rare amphibolites (biotite  $\pm$  calcite) and some carbonatic rocks, belongs to this lower complex.

In the Bistrița Mts, the  $Rb_1$  complex occurs in the Barnar and Neagra windows due to the strong regional axial uplift of the major plicative structures. The exposed rocks form a sequence of over 100 m thickness, consisting of paragneisses ( $\pm$  staurolite  $\pm$  kyanite) with intercalations of amphibolites and limestones.

In the Rodna Mts, the  $Rb_1$  complex occurs exclusively in the Rodna-Mestecăniș nappe. The known sequence (about 1000 m) includes micaschists ( $\pm$  garnet), biotite-garnet bearing sericite-chlorite schists, sericite-chlorite schists and amphibolites.

2. **The middle complex ( $Rb_2$ )** is mainly carbonatic with subordinate terrigenous and basic magmatogenous rocks. Important variations of the thickness of the lithological constituents (limestones, dolomites, amphibolites, micaschists) can be noticed. The  $Rb_2$  complex is the most widespread lithostratigraphic unit. It occurs in the areas: Sîndominic-Voșlăbeni-Lăzarea, Bilbor, Borsec, the Bistra Mts and the Rodna massif.

In the Sîndominic-Voșlăbeni-Lăzarea area the thickness of the  $Rb_2$  complex exceeds 2000 m. It is formed of dolomites and limestones ( $\pm$  tremolites  $\pm$  talc) with intercalations of staurolite-garnet micaschists and sillimanite-micaschists.

In the Bistra Mts the complex outcrops in the tectonic windows south of the Vatra Dornei-Zugreni up to Dîrmoxa, generally forming the axial zones of the main folded structures (the Barnar anticline, Dîrmoxa syncline). The maximum thickness of the sequence is about 100 m (at Dîrmoxa). The rocks are generally varieties of tremolite-bearing dolomitic limestones and quartz-bearing limestones.

In the Rodna Mts, the  $Rb_2$  complex forms a sequence with alternating white massive limestones, stratified, grey limestones, dolomites, tremolite-bearing limestones, and dolomites to which amphibolites, garnet-micaschists ( $\pm$  staurolite) and sericite-chlorite schists are associated. Stratiform syngenetic Pb, Zn sulphide ores occur in limestones (Blazna and Gușet valleys) while sporadic chalcopyrite, pyrrhotine, magnetite, siderite are reported from amphibolites.

3. **The upper complex ( $Rb_3$ )** is predominantly terrigenous with minor basic and carbonatic intercalations. Taking into account the facial variations the following three areas can be distinguished: the Voșlăbeni area, the Bistrița and Rodna Mts.





In the Voşlăbeni area, the lower boundary of the complex has been outlined above the main mass of dolomites and limestones with tremolite of the Rb<sub>2</sub> complex, and the upper boundary has been considered below the horizons of acid metatuffs attributed to the Tulgheş Series (Georgeta Mureşan, M. Mureşan, 1972).

In this region, the complex reaches a thickness of 1700-1800 m; it has a pronounced terrigenous character, being constituted of biotitic, quartzitic schists and graphitous schists with biotite with intercalations of black quartzites, limestones and paragneisses, biotitic paragneisses, and tuffogenous amphibolites, sporadically.

In the Bistriţa Mts, the Rb<sub>3</sub> complex occurs in the Iacobeni, Gheorgheni, and Barnar windows, recognized as such by I. Bercia and Elvira Bercia (R 1970, 1970, 1975). These authors have first reported the identity between the two previously defined stratigraphic units: the Vatra Dornei-Iacobeni and the Bistriţa-Barnar Series. The rocks are mostly terrigenous: muscovite-biotite schists ( $\pm$  chlorite  $\pm$  albite), garnet micaschists ( $\pm$  staurolite  $\pm$  sillimanite and/or andalusite). Toward the lower part of the sequence amphibolites are intercalated. In the amphibolite horizons Lahn-Dill iron ore type accumulations are known at Iacobeni (Kräutner, 1967).

In the Rodna Mts, a similar sequence is exposed. In the western part of the massif, the complex reaches its maximum thickness known so far (6500 m). An alternating sequence of garnet-micaschists, paragneisses, amphibolites and, more rarely, limestones occurs at the lower part, while kyanite-bearing micaschists and biotite paragneisses predominate toward the upper part of the complex.

The defining of some mark levels in the east of the Rodna Mts (Pleşcuţa quartzite and Nichitaş metatuff) allowed a local division of the complex into five lithostratigraphic subunits.

The Rebra Series exhibits, in certain areas, a polymetamorphic character. The first and the most important metamorphic event was the Barrovian progressive regional metamorphism in the almandine-amphibolite facies with transitions toward the greenschist facies, developed  $850 \pm 50$  m.y. ago (Kräutner et al., 1976).

The following metamorphic zones have been distinguished: sillimanite, kyanite, staurolite, garnet, and biotite. In the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone (Sîndominic-Voşlăbeni-Lăzarea area), all zones have been recognized (Streckeisen, 1968) while in the northern part (the Rodna Mts) the sillimanite zone is missing. The isogrades of the Barrovian metamorphism intersect unconformably the stratigraphic boundaries of the series.

The Barrovian type of the regional metamorphism has been also confirmed by the investigation on potassium white micas from the Rodna Mts pointing to a high pressure blastesis within the Barrovian baric interval (Kräutner et al., 1975).

From the metamorphic rocks of the Bistriţa Mts the following mineral assemblages have been reported: andalusite, staurolite-sillimanite,





staurolite-andalusite-almandine (I. Bercia, Elvira Bercia, R. 1970) and andalusite-cordierite (Balintoni, Gheuca, 1977). The postkinematic growth of andalusite on staurolite indicates a superimposed low-pressure metamorphism.

The Hercynian low-grade progressive metamorphism of the Paleozoic cover, i.e. the Argestrui Series in the Iacobenii window (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970) and the Țibău Series in the northern part of the Rodna-Mestecăniș nappe (Kräutner, 1972 b) has determined a regional retromorphism of the underlying Rebra Series. The defengitization recorded in the Precambrian white micas point to the low-pressure character of this retromorphism (Kräutner et al., 1975).

In the Iacobenii area the Hercynian retromorphism has been followed by an Alpine postkinematic progressive metamorphism proved by the growth of porphyroblastic minerals as biotite, garnet, albite, and "garben" hornblende, especially in the zones of intense differential movements (near the overthrusts) (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

### III. Tulgheș Series (Tg) — Vendian-Lower Cambrian

The Tulgheș Series comprises mainly terrigenous rocks with levels of acid and basic volcano-sedimentary formations regionally metamorphosed in the greenschist facies of Barrovian type, during the Cambrian.

This series is widely developed in the Bistrița nappes of the East Carpathians crystalline zone. Outside the Romanian territory, similar rock-assemblages are found in the Rahov and Cîvein massifs in the same tectonic units.

In the past, all the "epizonal formations" in the East Carpathians were included in the "Tulgheș Series" (Kober, 1931; Streckeisen, 1934). Later on, this name has been less used, other names such as "epizonal rocks", "epizonal series", "epimetamorphic series", "acid sedimentogene-volcanogene series", "Fundul-Moldovei Series", "Delovetsk Series", "Berlebaș Series", "Măgura Series", "Balașin Series", etc., being more frequently used.

A first attempt to clear up the general lithostratigraphy of these formations ("acid sedimentogene-volcanogene series") was made by Dessila-Codarcea et al. (1964) and Bercia et al. (1967). Since 1968, the researches led to the distinction of some younger Paleozoic (Post-Cambrian) low-grade metamorphic members in this pile. So, the rock-volume previously assigned to the Tulgheș Series *s.l.* was substantially restricted. Thus, the following younger series have been separated:

The "Repedea Series" (Silurian-Lower Carboniferous) in the Rodna Mts (Kräutner, 1968); the Rusaia Series (Silurian) previously considered as the basal part of the "epimetamorphic series" in the Bretila window; the "Argestrui Series" (Upper Carboniferous?) in the Iacobenii-Argestrui area (I. Bercia, Elvira Bercia, R. 1969, 1970); the "Țibău Series" (Lower Carboniferous) known before in the Bistra Mts as the "Cîrlibaba-Țibău complex"; the "Izvorul Mureș Series" (Lower





Carboniferous) transgressively overlying the Rebra and Tulgheş Series and the "Dămuc-Series" (Ordovician) overlying the Rarău Series, in the southern part of the Crystalline Mesozoic Zone (Mureşan, 1973; Mureşan, Tănăsescu, 1976; Mureşan et al., 1974).

In order to avoid any confusion it is necessary to emphasize the conclusion that the Tulgheş Series *str. s.* includes all low-grade metamorphites from the East Carpathians except the above-mentioned series. This is the meaning of the "Tulgheş Series" we are using in the present paper.

Concerning the age of the series, palynology, radiochronology, and paleomagnetism furnished valuable contribution.

a) The first palynological investigation reached the identification, in the Bistriţa Mts, of some microfloristic associations including: *Laminarites* (Eichw), *Margominuscula* sp., *Lophominuscula* sp., and *Trachyoligotriletum magnum* (Tim). Relying on these associations the Tulgheş Series *s.l.* has been assigned to the Riphean (Iliescu, Dessila-Codarcea, 1965; Dessila-Codarcea, 1967). Later on, associations with *Spumosata* sp., *Leiodiscina* sp., *Microconcentrica atava* Naum., *Granomarginata vulgaris* Naum., *Acanthosphaera cambriensis* Naum., *Psophosphaera obscura* Pisch., *Uniporata* sp., *Polyporata* sp. have been identified in the Bălan-Voşlăbeni area and the greatest part of the Tulgheş sequence has been assigned to the Lower Cambrian, its base possibly including the Upper Infracambrian, too (Iliescu, Mureşan, 1972). More recent studies (Timofeev, 1973; Iliescu, Kräutner, 1975) confirmed the Vendian-Lower Cambrian age of the Tulgheş Series.

b) The isotopic composition of lead in the metamorphosed volcanogene-sedimentary ores (pyrite and base metal sulphides of Bălan, Leşul Ursului, Fundul Moldovei, Gura Băii, Colbului Valley), and the metamorphosed hydrothermal ores (of Singeroasa Tulgheş) points to ages ranging from 500 to 610 m.y. (Vijdea, 1968, R 1971). As the ores are generally syngenetic, the age of the deposits is practically the sedimentation age of the Tulgheş Series.

The K/Ar model ages of the series point to a maximum of 472 m.y. (Mînzatu et al., 1975) while the K/Ar isochron age resulted from these determinations is of 505 ± 5 m.y. (Kräutner et al., 1976). Thus an early Caledonian metamorphism of the Tulgheş Series in the uppermost Cambrian was admitted.

c) The palaeomagnetic investigation on the syngenetic ores and host-rocks (from Fundul Moldovei, Leşul Ursului) indicates the Upper Precambrian (Costaforu et al., 1967).

The correlation of the results of the mentioned methods point to the Vendian-Lower Cambrian age for the premetamorphic rocks and to the uppermost Cambrian age for the regional metamorphism of the Tulgheş Series.

In the sequence of the Tulgheş Series, three lithostratigraphic complexes — Tg<sub>1</sub>, Tg<sub>2</sub>, Tg<sub>3</sub> — have been separated.





The lower complex ( $Tg_1$ ) consists of metaterrogenous rocks with acid and basic metatuff intercalations towards the base. Due to the overthrusting and strike faulting, the lower part of this complex is known only on restricted areas in the Crystalline-Mesozoic Zone.

M. Mureșan and Georgeta Mureșan (1972) advocated a stratigraphic continuity between the Tulgheș and Rebra Series relying on the exposed section in the Chindeni Valley (Voșlăbeni area) where the base of the Tulgheș Series is drawn below the lower acid metatuffs of the  $Tg_1$  complex.

1. The lower complex ( $Tg_1$ ) is known in the Voșlăbeni area in the Giurgeu and Bistra Mts. In Maramureș, Čivčîn, and the Rahov Mts, the  $Tg_1$  complex was not possible to be separated from members of the Rebra Series. In such a case, a comprehensive geological unit "Vaser Formation", including  $Tg_1$  and parts of the Rebra Series, has been temporary defined and separated.

In the Voșlăbeni area (Georgeta Mureșan, M. Mureșan, 1972, 1976) the lower part of the  $Tg_1$  complex is represented by the "Chindeni horizon" which consists of a sequence with alternating quartz-schists ( $\pm$  biotite), graphite-schists ( $\pm$  biotite) acid metatuffs, black quartzites, limestones, and subordinate greenstones. The sequence is interrupted by a fault after which there follows the "Arama Neagră horizon" formed of sericite-chlorite-schists with acid metatuff intercalations. Toward the upper part of the complex there occurs an important horizon of acid metatuffs (Sadocut horizon), overlaid by terrigenous schists (frequently graphite-bearing) with acid metatuff bands ("Virgău" and "Fagul Înalt" horizons reported by Kräutner and Popa, 1973).

2. The middle complex ( $Tg_2$ ) comprises an association of black quartzites graphite-schists and sericite-chlorite schists with subordinate basic metatuffs and limestones.

a) In the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone, in the Sîndomic-Bălan-Belcina Valley area, the lower limit of the  $Tg_2$  complex is drawn below the association of graphite schists with black quartzites (Georgeta Mureșan, M. Mureșan, 1972; Kräutner, Popa, 1973; Popa, 1975).

b) In the Bistrița and Maramureș Mts, the  $Tg_2$  complex occurs in the Rodna-Mestecăniș nappe and in the Putna Unit.

In the Rodna-Mestecăniș nappe from the Bistrița Mts, the  $Tg_2$  complex occurs between Cîrlibaba and Șarul Dornei. The maximum thickness of the known sequence is 1000 m. Rocks of this complex have been also recognized below the Putna Unit in the drillings in the Barnar Valley (Bercia, Kräutner, 1969). In Maramureș, the  $Tg_2$  complex has been identified in the Vaser Valley and north of the village of Poienile de sub Munte. The association of black quartzites, graphite-schists and





metamorphosed volcanogene-sedimentary manganese ores is highly characteristic.

The manganese ores (the deposits of Iacobeni, Dealul Rusului, Ciocănești, Dadu, Cosna) are mainly intercalated on the upper level of black quartzites.

In the Iacobeni area two horizons of this complex have been separated (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

In the Putna Unit, the Tg<sub>2</sub> complex is known in the Bistrița Mts south of Broșteni up to NW of Breaza and in the Maramureș Mts in the Baia Borșa area, the Șesuri and Bardău valleys. The complex, some 500 to 700 m thick, comprises black quartzites, graphite schists, sericite-chlorite schists and subordinate greenschists, calc-schists, limestones and banded quartzites. In the Fundul Moldovei-Broșteni area several lithostratigraphic horizons have been separated within this complex (Dessila-Codarcea et al., 1964; H. Kräutner, Florentina Kräutner, 1974; Zincenco, 1971; Kräutner et al., 1976 R).

3. The upper complex (Tg<sub>3</sub>) comprises a sequence of alternating rhyolitic metatuffs, quartz sericite-chlorite schists, sericite-graphite schists, greenschists and some black quartzites. Stratiform pyrite and base metal sulphide ores are characteristic of this complex.

Taking into account the large extension and the advanced knowledge of this complex a more detailed presentation is necessary.

a) In the south of the Crystalline-Mesozoic Zone, in the Bălan-Belcina Valley region, the complex is mainly terrigenous. There are only two acid metatuff horizons and one greenschist horizon. The following lithostratigraphic sequence was reported (M. Mureșan, Georgeta Mureșan, 1972; Kräutner, Popa, 1973; Popa, 1975):

The Fiușeș horizon occurs at the lower part. It consists of sericite-chlorite, sericite-graphite schists and sporadic acid metatuffs.

The Șipoș horizon is constituted of an alternance of basic metatuffs and sericite-chlorite schists (200-300 m).

The Voroc horizon includes sericite-graphite schists with intercalations of sericite schists and some black quartzites.

The Bălan horizon (300 m) is constituted of chlorite schists, phylites and sericite-graphite schists including two main levels of quartz-chlorite schist with stratiform pyrite and chalcopyrite ores (Bălan and Fagul Cetății deposits).

The horizon of Bălan rhyolitic metatuffs (5-150 m) consists of rhyolitic metatuffs and metatuffites with intercalations of sericite-chlorite and sericite-graphite schists.

The Valea Băii horizon is formed of a pile of sericite chlorite schists and quartzitic sericite schists with a thickness exceeding 400 m. Toward the median part of the horizon, a level with scarce disseminated pyrite and chalcopyrite has been defined in places.

The Sedloca rhyolitic metatuffs horizon (50-100 m).





The Arama Oltului horizon ( $> 1000$  m) ends the sequence. It consists of schists with rare bands of acid metatuffs toward the upper part. Some pyrite impregnations are reported from the lower part of the horizon.

b) The  $Tg_3$  complex in the Rodna-Mestecăniș nappe from the Bistra Mts is known in the Iacobeni area where only its lower part is exposed. Two horizons have been here recognized (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

The lower horizon (650-675 m) consists of quartz-feldspar-sericite schists with rare bands of chlorite-sericite schists, black quartzites, graphite-schists, and albite porphyroblasts-bearing schists.

The upper horizon (650 m) begins with a level of albite-bearing chlorite schists overlain by quartz-sericite-chlorite schists with some thin ocellar feldspathic schists, at the upper part.

c) In the Putna Unit from the Bistrița Mts, the  $Tg_3$  complex extends on large areas in the Fundul Moldovei-Broșteni syncline, the Baia Borșa-Vaser region and the Poienile de sub Munte zone. In the sequence, one can notice the abundance of the acid metatuffs with subordinate basic metatuffs, the almost constant presence of stratiform accumulations of pyrite and base metal sulphides, on the median and the lower parts of the complex. Both in the Fundul Moldovei and the Burloaia area the acid metatuffs levels, displaying a remarkable continuity with strike show a gradual thinning eastwards. Thus, two lithofacial zones, parallel to the major structural lineaments, are defined especially in the Fundul Moldovei syncline, where the  $Tg_3$  complex comprises the following sequence (H. Kräutner, Florentina Kräutner, 1974):

The Girbele horizon (500-1500 m), at the lower part, comprises a practically homogeneous pile of sericite-chlorite schists, including a median level of basic and acid metatuffs.

The Fundul Moldovei horizon (300-500 m) comprises a sequence of metatuffs and rhyolitic metatuffites, separated in two levels by a bed of terrigenous sericite-chlorite schists. This horizon includes the stratiform syngenetic sulphide ores (pyrite and base metal sulphide) of the known deposits from the Fundul Moldovei-Leșul Ursului area.

The Moroșan horizon (500-750 m) mainly consists of chlorite-sericite schists, subordinate chlorite schists with porphyroblastic albite, sericite-graphite schists and black quartzites.

The Arseneasa horizon ( $> 750$  m) ends the sequence of the Tulgheș Series on the Pojorita-Broșteni area. In the lower part of this horizon metatuffs and rhyolitic metatuffites are associated with sericite-chlorite schists while, on the upper part, sericite and sericite-graphite schists predominate.

In the Maramureș Mts, the sequence of the  $Tg_3$  complex is better known in the Baia Borșa area, where the following horizons have been separated (Zincenco, 1971, R 1972):

The lower terrigenous horizon formed of sericite-schists, sericite-chlorite schists with intercalations of white quartzites and acid metatuffs, in places.



The Dealul Bucății horizon constituted of acid metatuffs and quartz-sericite schists with local syngenetic base metal sulphides ore accumulation.

The lower graphitous schist horizon comprising an association of sericite-graphite and sericite-chlorite schists.

The Burloaia—Gura Băii horizon consisting of acid metatuffs and metatuffite which form two main levels separated by a median sulphide ore level.

The upper graphite-schist horizon constituted of sericite-graphite and sericite-chlorite schists.

The upper terrigenous horizon ends the sequence. It includes sericite-chlorite schists with subordinate tuffogenous greenschists, acid metatuffites, and compact, white quartzites.

4. The Vaser formation occurs in the Rodna-Mestecăniș nappe extending from the right side of the Vaser Valley toward E in the Čivčín Mts, and toward N, after a gap, up to the Rahov massif (Delovetzk Series). This comprehensive pile is stratigraphically equivalent to the Tg<sub>1</sub> complex to which undefined parts of the Rebra Series, not separated from the Tulgheș Series, are added. At the upper part, this pile is sharply delimited by the black quartzites manganese ore bearing of the Tg<sub>2</sub> complex which locally overlies the acid metatuffs of the Tg<sub>1</sub> complex belonging here to the Vaser formation. The rocks are predominantly sericite, sericite-chlorite schists, quartzites to which amphibolites and biotite bearing quartzitic schists are associated in places. Metaporphry dykes cut the sequence of the formation. Taking into account the lithological similarities we consider the Delovetzk Series from the Rahov Unit (H a i n et al., 1968) as an equivalent of the Vaser formation. On the other hand, in the Rahov Mts, B o i k o (1970) introduced the Berlebaș Series for a range of lithologies which, in our opinion, could be an equivalent of the Tulgheș Series while the Delovetzk Series of this author would correspond to the Rebra Series. In the Čivčín Mts we consider as lithologic correspondents of the Vaser formation the Balasinov Series and, partly, the Lostun Series (R u d a k o v, 1966).

The formation of the Tulgheș Series underwent a progressive regional metamorphism of Barrovian type in the greenschist facies, from the chlorite zone to the biotite zone (B e r c i a et al., 1971). The isochronous K/Ar age sets the moment of this metamorphism at  $505 \pm 5$  m.y. (K r ä u t n e r et al., 1976). The study of potassic, white micas points to a metamorphic crystallization in the field of low Barrovian pressures (K r ä u t n e r, 1975).

#### IV. Dămuc Series (Dm) — Ordovician

The Dămuc Series defines a terrigenous regionally metamorphosed pile transgressively overlying the Bretila Series in the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone (east of the Hăghimaș syncline).





The Dămuc Series consists essentially of biotite-garnet bearing graphite-sericite-muscovite-schists. Relying on *Leioarachnium vittatum* And. (Ilieşcu, Mureşan, 1972) the series has been assigned to the Ordovician.

The K/Ar model ages are of about 415–420 m.y. placing the regional metamorphism of the series in the Caledonian Taconic phase (Mureşan et al., 1974). The mineral assemblages and microstructural features of these rocks led to the distinguishing of two superposed metamorphic events: synkinematic crystallization of a schistose mesostasis consisting of quartz-sericite and subordinate graphite, followed by a late-kinematic crystallization of muscovite biotite, garnet and quartz.

### V. Rusaia Series (Ru) — Upper Ordovician? — Silurian

The Rusaia Series includes the low-grade Paleozoic metamorphites transgressively overlying the Bretila Series in the Rusaia tectonic window. This series has been attributed to the Silurian relying on the lithological resemblance to the Repedea Series s.s.

The metaconglomerates and graphite bearing blastodetritic rocks from the lower part of the series have been reported by Savul (R 1948); their transgressive position over the previously metamorphosed Bretila Series basement being advocated by Ionescu (R 1959, R 1961, 1969) and by Rădulescu et al. (R 1960, R 1961, 1967). Calcareous and blastodetritic rocks transgressively overlying the Bretila Series have been grouped by Ionescu into "the Piriul Omului Complex" which Rădulescu et al. (1967) renamed "the lower serniphitic level" considered as the oldest lithostratigraphic term of the "epimetamorphic series" of the East Carpathians.

The Rusaia Series forms an anticline fold in the Rusaia window where the sequence comprises three lithostratigraphic complexes (Kräutner, 1970; Ilieşcu, Kräutner, 1975).

1. The Piriul Omului conglomerates and limestones complex ( $Ru_1$ ) which on the western flank of the Bretila anticline (in the Rusaia basin and Culmea Stînişoara) has been subdivided into two horizons:

a) *The lower horizon ( $Ru_{1-1}$ )* (15–25 m) begins with white quartzitic metaconglomerates, metaconglomerates with quartz pebbles and calcareous matrix, subordinately chloritoid quartz and detrital muscovite-bearing white limestones, sericite calc schists, magnetite-bearing limestones. The upper part of the horizon is formed of quartzites and sericite-quartzites (the Stînişoara quartzite).

b) *The upper horizon ( $Ru_{1-2}$ )* (40–100 m) consists of a sequence of alternating bedded grey limestones, graphite-schists, graphite-sericite-calcite schists, sericite-chlorite schists, grey muscovitic metasandstones, quartzose metaconglomerates, chloritoid-bearing sericite schists.





2. The Rotunda sericite-chlorite schists complex ( $Ru_3$ ) (600—700 m) is exposed on the western slope of the Bretila anticline in the Bistrița and Rusaia valleys. It is represented by sericite-chlorite-schists, sericite-schists, and chloritoid-bearing sericite-schists. Two metaconglomerates levels occur toward the median part of the sequence.

3. The Căminet dolomites and calcareous schists ( $Ru_3$ ) (100 m) outcrops on the western slope of the anticline. It includes a basal level of dolomites overlain by a sequence of sericite-chlorite-calc schists and sericite-graphite schists.

The Rusaia Series has undergone regional metamorphism in the greenschist facies, quartz-albite-chlorite subfacies, during the sudete phase of the Hercynian tectogenesis. The study on the white potassic micas points to a low pressure character of the metamorphism (Kräutner et al., 1975). The structural analysis evidenced a synkinematic metamorphic crystallization followed locally by a post-kinematic one. During the latter stage random oriented chloritoid crystalloblasts have been formed.

#### VI. Repedea Series *s.l.* (Rp) — Silurian (Upper Ordovician?) — Lower Carboniferous

The Repedea Series *s.l.* includes the low-grade metamorphic rock transgressively overlying the Bretila Series in the Rodna half-window.

The sequence of the series has been previously assigned either to the "East Carpathians epizone" or to the "Tulgheș Series" *s.l.* In 1968, Kräutner separated this pile as a Paleozoic cover of the Bretila Series.

The Paleozoic age of the sequence, now attributed to the Repedea Series, was presumed by Zapalowicz (1886) and Kräutner (1938). These authors have both assigned the "epizonal formations" of the Rodna Mts to the Devonian. The Paleozoic age has been confirmed by finding of microcrinoids osicules (Kräutner, Mirăuță, 1970). The specification of the Silurian-Lower Carboniferous age of the series is based on palynological evidences (Ilieșcu, Kräutner, 1975, 1976).

The lithostratigraphic sequence of the Repedea Series *s.l.* has been subdivided into six complexes:

1. The ( $Rp_1$ ) complex is an essentially basic volcanogene-sedimentary formation consisting of an alternance of diabasic metatuffs and chlorite-sericite schists. Graphite schists occur locally in the lower part, and a level of banded, white and grey limestones — the Stiol limestone — develops toward the upper part.

2. The ( $Rp_2$ ) complex is a detrital graphite-bearing pile formed of sericite-graphite schists, sericite-chlorite schists, black quartzites, calcareous schists, grey bedded limestones, massive, white limestones (the





Fintina limestone). A dolomitic mark level — the Bicăjel dolomite — is defined toward the upper part of the complex.

3. The ( $Rp_3$ ) complex is detrital. It overlies unconformably the  $Rp_2$  complex and is represented by quartz-conglomerates, quartzites, sericite-chlorite and quartzitic schists.

4. The ( $Rp_4$ ) complex is a diabasic, volcanogene-sedimentary formation with intercalations of acid metatuffs and limestones.

5. The ( $Rp_5$ ) complex is constituted, on the lower part, of graphite schists and quartzites associated with metaconglomerates, quartzitic sericite-schists, greenschists, and limestones; in the median part of an alternance of limestones, dolomites and sericite  $\pm$  graphite schists and in the upper part of a pile of feldspathic quartzites (metagrauwake) locally with sporadic acid metatuffs.

6. The ( $Rp_6$ ) complex consists of basic and acid metatuffs, sericite schists, and limestones.

The lithostratigraphic unconformity recently pointed out between the  $Rp_2$  and  $Rp_3$  complexes imposes to revise the stratigraphic division of the sequence by assigning the lower part (including  $Rp_1$  and  $Rp_2$ ) to the Repedea Series *s.s.* and the upper part ( $Rp_3$ — $Rp_6$ ) to another series (Ilieşcu, Kräutner, 1975, 1976). Relying on some protistologic assemblages with Ludlovian chitinozoans identified within the  $Rp_2$  complex, the Repedea Series *s.s.* has been attributed to the Silurian, possibly including the Upper Ordovician, too. The spore associations indicate the Devonian for the  $Rp_4$  complex and the Lower Carboniferous for the  $Rp_5$  complex.

The Repedea Series has undergone a low-pressure regional metamorphism, in the greenschist facies (quartz-albite-chlorite subfacies), during the sudete phase of the Hercynian orogenesis (Kräutner et al., 1975, 1976). The investigation of the mineral relationships point to a metamorphic recrystallization during two successive stages: (a) synkinematic crystallization synchronous with the  $B_1$  folding; (b) late-kinematic, sometimes static, crystallization producing chloritoid, zoisite, and stilpnomelane with random orientation.

## VII. Țibău Series (Tb) — Lower Carboniferous

The Țibău Series comprises a low-grade, mainly carbonatic, metamorphic sequence forming the Hercynian structural stage of the Rodna-Mestecăniș nappe, transgressively overlying the Tulgheș and Rebra Series in the Bistrița and Maramureș Mts.

The Țibău Series is to a great extent an equivalent of the lithostratigraphical units reported as: "Cirlibaba-Țibău limestones and dolomites" (Bercia et al., 1967), the Bistra Series (Pitulea, 1972), the Kusinsk Series (Hain et al., 1968) and the "Triassic in the southern facies" (*sensu* Slavín, 1966).





The series extends over large areas especially in the northern part of the Bistrița Mts (the Țibău and Cîrlibaba valleys). South of Cîrlibaba up to Ciocănești, rocks of the series are exposed on four parallel lineaments marking the flanks of the main major faults. In the Țibău-Vaser-Vișeu area, the Bistra basin and the Rahov massif, this series occurs as rare and isolated patches.

Palynologic investigation on limestones and graphite schists from the lower part of the series led to the identification of a Lower Carboniferous spore association (Iliescu, R 1965; Iliescu, Kräutner, 1975).

The Țibău Series consists mainly of metamorphic limestones and dolomites with subordinate intercalations of sericite, sericite-chlorite, sericite-graphite schists, white, grey (sometimes carbonatic) or black quartzites, quartzitic metaconglomerates, breccious dolomites, and quartz pebble bearing dolomites. The carbonatic rocks pass laterally into terrigenous schists, other lithological (facies) variations being common, too.

In the Bistrița Mts, the lower part of the sequence is formed of an alternance of schists and grey, bedded limestones (60–120 m). In places (the Țapul-Iedul syncline), the base of the series is marked by a characteristic level of black quartzites. This assemblage of limestones and schists is overlain by massive dolomites (60–150 m), with layers of carbonatic quartzites, sericite-schists, bedded limestones, magnetite-bearing green-schists and "garbenschiefer".

In the Maramureș Mts two types of local sequence have been observed: (a) white quartz conglomerates (5–10 m), massive dolomites alternating with grey bedded limestones, conglomerates and sericite-chlorite schists (Peștilor Valley), (b) grey-whitish massive dolomites to which grey bedded limestones are associated toward the upper part (Plaiului-Zănoaga-Rozusni Summit, right side of the Upper Vaser Valley).

In the Rahov massif, according to Hain et al. (1968), the Kusinsk Series, a pile about 200 m, consists of black quartzites, in the lower part, overlain by quartz-sericite schists with intercalations of quartzites and banded, black limestones. There follow massive dolomites (100 m) assigned by Slavina (1966) to the "Triassic in the southern facies". The dolomites support fine bedded limestones and sericite-schists assumed by Slavina (1966) as Jurassic.

The Țibău Series has been metamorphosed under low pressure conditions in the greenschist facies, quartz-albite-chlorite subfacies, during the sudete phase of the Hercynian orogenesis (Krautner et al., 1975, 1976).

#### VIII. Izvorul Mureș Series (IM) – Lower Carboniferous (?)

The Izvorul Mureș Series comprises an anchimetamorphic terrigenous sequence essentially consisting of black slates in which a fine grained and foliated matrix, detrital quartz grain aggregates, as well as chloritized biotite are discernible.





The series is exposed in the southern part of the Crystalline-Mesozoic Zone but has been also reported from the basement of the Tertiary sedimentary cover in the Mădăraş-Ciuc area (Mureşan, 1973; Mureşan, Tănăsescu, 1976).

Taking into account the lithologic similarities with other Paleozoic metamorphic series as well as the regional geology reasons, the Izvorul Mureş Series has been assigned to the Lower Carboniferous; the low-grade regional metamorphism of this series is considered to be determined by the sudete phase of the Hercynian orogenesis.

### IX. Argestru Series (Ar) — Carboniferous (?)

The Argestru Series is an anchimetamorphic to low-grade metamorphic predominantly terrigenous pile, mainly constituted of green or grey phyllitic rocks (quartz-sericite schists  $\pm$  chloritized biotite, quartz-graphite schists, chlorite-carbonate schists, etc.) to which subordinate metabasites are associated (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970). In the lower part, metasedimentary breccias occur in places. These rocks are formed of a slightly metamorphic matrix including especially rocks of the Rebra Series. The primary bedding, expressed by the alternance of green and grey bands is generally preserved in the phyllitic schists.

Most of the described rocks belong to the Argestru tectonic unit, which overthrust the Mesozoic cover of the Iacobenii nappe and underlies the Tulgheş Series from the Rodna-Mestecăniş nappe. Similar rocks are formed in the base of the sedimentary covers of the Iacobenii nappe and Rotunda—Mestecăniş nappe.

In the Argestru Series, I. Bercia and Elvira Bercia (1970) included the following metamorphic formations of previous accounts: the metamorphosed conglomerates from Şarul Dornei (Savul, 1926; Savu, R 1955), the "serpinitic zone" from the Păltiniş-Drăgoiasa-Argestru area (Ştefan et al., R 1955), breccias, blasto-psamitic and blasto-psephitic chlorite schists from the Iacobenii area (Dimiţrescu, 1965), as well as the "Şarul Dornei breccias" included in the "Hăghimaş breccias" (Permian) by Mureşan (1970).

Defining the Argestru Series in the Argestru unit, I. Bercia, Elvira Bercia (1970) pointed out the remarkable resemblance of this series with the Upper Paleozoic formation of the Alpine Rozisc Unit in the Rahov massif (Hain et al., 1968) which overlies the Belopotok Unit and underlies the Delovetzk Unit (corresponding to the Rodna-Mestecăniş nappe with the Tulgheş Series).

The sequence of the Argestru Series formed probably in limnic conditions, as the sedimentary breccias support detrital, mainly gritty rocks, with an argillaceous, coaly or carbonatic matrix. The breccias with angular schists elements associated with shallow-water metasediments indicate a short distance transport.

It is very difficult to ascertain the age of this series directly. There is no paleontological evidence and the radiochronologic age investigation





is not suitable (rock mixture of different ages, repeated metamorphic crystallization, intense dynamic metamorphism).

Taking into account the presumed Carboniferous age for the Argeș Series it seems that the low-grade regional metamorphism or anchimetamorphism has been produced during the last Variscan episodes. The series has undergone locally a very active dynamic metamorphism as a result of the intense Alpine overthrusting and shearing (producing shear cleavage), accompanied and followed by crystallization (postkinematic biotite and common hornblende porphyroblasts). The most recent structural element is a late shear cleavage.

#### B) TECTONICS OF THE CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE

The Crystalline-Mesozoic Zone, which forms the central part of the East Carpathians range, consists of a pile of superposed Alpine overthrust nappes, mainly formed during the Austrian phase. It is not out of question that some important tectonic lineaments of the Crystalline Zone would have been released even in the pre-Mesozoic phases. During the more recent Alpine episodes, the Crystalline-Mesozoic Zone has been further divided by systems of cross, oblique, and strike faults, and locally by retrothrusting and scales.

Uhlig (1907) distinguished the first in the Crystalline-Mesozoic Zone, a "Transylvanian nappe" including the Mesozoic of the "Transylvanian type" as a "Bucovinian nappe" formed of the "Bucovinian type" Mesozoic sedimentary cover and a basement represented by the metamorphic formations of the East Carpathians overthrusting the flysch zone.

Săndulescu (1967, 1968) stating that the two large units previously reported by Uhlig (1907) in the Crystalline-Mesozoic Zone are formed, in fact, by several Mesocretaceous nappes of different origin, introduced two systems of nappes: the central nappe system, and the Transylvanian nappe system. The two systems differ both by the geological composition (the central system consisting of metamorphic and Mesozoic sedimentary rocks, while the Transylvanian system only of Mesozoic formations) and by the mechanism of thrusting (the central system comprises shear nappes, and the Transylvanian nappe system — detachment nappes).

Taking into account the remarkable progresses recorded in the last decade both in the study of the old metamorphic formations and of the Mesozoic sedimentary ones, we admit that the nappe structure of the Crystalline-Mesozoic Zone includes the tectonic units shown in the Table. These nappes have been overthrust over the flysch zone during the Austrian (paroxysmal) phase (Săndulescu, 1967, 1972, 1975). During the post-paroxysmal sylvian or styrian phase, the metamorphites have been thrust westward over the Eocene and Oligocene formations (retrothrustings) (Dimitrescu, 1961; Săndulescu, 1975). In the Maramureș region, the metamorphites have been also involved in some post-Oligocene scales.





TABLE

*The tectonic units of the Crystalline Mesozoic Zone of the East Carpathians*

Transylvanian nappes system	Hăghimaş nappe Perşani nappe
Bucovinian nappes system	Group of the Bistriţa Nappes Bucovinian nappe—Putna Unit —Rarău Unit Delniţa and Bărnăreţ dislodged slices Rodna Mestecăniş nappe Argestru dislodged slice Iacobenii nappe Group of the Maramureş Nappes (In the Rodna Mts: Cisa dislodged slice, Anieş nappe, Stiol nappe, Valca Vinului nappe) Poleanca Nappe Civcîn Nappe

### I. Transylvanian Nappes System

The Transylvanian nappes system, initially considered by Uhlig as a single nappe (1907) and defined by Săndulescu (1967, 1968) as a system, comprises two detachment nappes formed exclusively of sedimentary rocks in Transylvanian facies; these units accomplished during the Aptian (the Perşani nappe — Patrulius et al., 1966) and the Albian (the Hăghimaş nappe — Săndulescu, 1967, 1968).

### II. Bucovinian Nappes System

This nappes system extends on large areas in the Crystalline-Mesozoic Zone. Generally, it corresponds to Săndulescu's (1967—1975) "System of Central East Carpathians nappes" and to Uhlig's (1907) "Bucovinian nappe". The particularity of our acceptance consists in the fact that the unit of the "black flysch" (Kameny Potok) is included, too.

The Bucovinian nappes (Table) are differentiated by various facies of the Mesozoic sedimentary formations (Săndulescu, 1967, 1972, 1975) and, often, by the type of the participating metamorphic rocks.

The group of the Bistriţa nappes is formed of the Rebra and Tulgheş Series, transgressively overlain by the Upper Paleozoic low-grade schists of the Țibău, Izvorul Mureş and Argestru Series [except for the Rarău Unit (Paleozoic nappe) which includes parts of the Bretila Series, the Hăghimaş granitoids, and the Dămuc Series]. The Mesozoic sedimentary cover of the Bistriţa nappes displays three different facies: the Bucovinian, sub-Bucovinian, and Iacobenii facies described by Săndulescu (1975).

The group of the Maramureş nappes includes rocks of the Bretila Series transgressively overlain by the Paleozoic low-grade metamorphites





of the Repedea and Rusaia Series. The Mesozoic facies of the Alpine cover are quite different from those of the Bistrița nappes.

The Poleanca and Čivčín nappes are constituted mainly of sedimentary and volcanic rocks. The crystalline basement is also known locally.

**1. Group of the Bistrița Nappes.** The group of the Bistrița nappes extends on large areas within the Crystalline-Mesozoic Zone; it consists of nappes and dislodged slices shown in the annexed table.

a) *The Bucovinian nappe* is the Upper Bistrițean Unit of the Crystalline-Mesozoic Zone. It forms several outliers, the most important ones being the Bardău, Baia Borșa, Lostun, Preluciu outliers, and the large outlier which extends in the Bistrița and Giurgeu Mts. The Bucovinian nappe includes rocks of the Tulgheș Series, Bretila Series, and of the Bucovinian Mesozoic sedimentary cover, widespread in the Hăghimaș and Rarău marginal synclines. The metamorphic rocks of this nappe belong to two pre-Alpine tectonic units: the Putna Unit and the Rarău Unit (nappe).

The Putna Unit forms most of the Bucovinian nappe; it consists exclusively of rocks of the Tulgheș Series. In the Bistrița Mts outlier the series has been involved in a pre-Hercynian major folded structure — the Fundul-Moldovei syncline.

The Rarău Unit (nappe) includes the Bretila Series (predominantly ocellar gneisses and micaschists in a syncline), the Hăghimaș granitoids, and the Dămuc Series. This nappe forms four outliers all located in the eastern part of the crystalline zone: Giurgeu-Hăghimaș, Rarău, Menciul and Kameny Klewka.

The overthrust plane of the Rarău nappe was considered either pre-Alpine (Streckeisen, 1934; Kräutner, 1938; Băncilă, 1941; Dessila-Codârcea, 1967; Săndulescu, 1967, 1968, 1974, 1975) or Alpine (Popescu-Voitești, 1929, 1942; Mureșan, 1967, 1976).

The controversy concerning the nappe emplacement is determined by the different interpretation of the relationships between the metamorphic basement and the Mesozoic sedimentary cover.

The authors admit a pre-Alpine overthrusting and consider the Mesozoic formations as transgressively overlying the previous thrustured basement. M. Mureșan who admits the Alpine emplacement of the nappe explains the position of the Mesozoic cover as a result of the subsequent thrusting of the cover.

b) *The Rodna-Mestecăniș nappe* overthrusts the Maramureș nappes in the northern part, and the Iacobeni nappe in the central and southern parts of the Crystalline-Mesozoic Zone. This nappe is to a great extent equivalent to the sub-Bucovinian nappe admitted by Săndulescu (1975).

The Rodna-Mestecăniș nappe (Bercia et al., 1971) has been described in different areas of the East Carpathians under various names,





such as : the "Mestecăniș nappe" in the south of the Crystalline-Mesozoic Zone and in the Bistrița Mts (Mureșan, 1967, 1968), the "Rodna nappe" in the Rodna massif (Kräutner, 1968), the "Delovetz nappe" in the Rahov massif (Hain et al., 1968).

The Rodna-Mestecăniș nappe extends on large domains in the Crystalline-Mesozoic Zone; it comprises the Rebra Series, the Tulgheș Series, both underlying the Țibău Series (Paleozoic) and the sedimentary Mesozoic cover in the sub-Bucovinian facies (Săndulescu, 1975).

b<sub>1</sub>) The Delnița dislodged slice is formed of dolomites, limestones, and quartzites of the Țibău Series, situated between the Bucovinian nappe and the sub-Bucovinian Mesozoic cover of the Rodna—Mestecăniș nappe. Outliers of this dislodged slice occur from the Putna and Moldova valleys toward north up to the Vaser Valley.

b<sub>2</sub>) The Bărnărel dislodged slice is situated between the Rodna—Mestecăniș nappe and the Bucovinian nappe in the area of the Rusca, Bărnărel, Barnar and Neagra valleys. It consists of metadacitic rocks (Pietrosul porphyroids) dislodged from the Rodna-Mestecăniș nappe.

c) *The Iacobeni nappe* represents the lowermost unit of the Bistrița nappes. This nappe<sup>5</sup> occurs in the Iacobeni window, Ortoaia window, Barnar window, Neagra window, Muncelu window, Borsec window and in the Voșlăbeni half-window.

The relationships with units belonging to the Maramureș nappes are visible in the Tomești area (Mureșan, 1976) and in the Barnar Valley (Balintoni, Gheuca, 1977).

The Iacobeni nappe consists of the Rebra Series transgressively overlain locally (in the Bistrița Mts) by Paleozoic conglomerates, mostly including elements of medium-grade schists in a slightly metamorphosed matrix (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

In the Voșlăbeni area, the Tulgheș Series which transgressively support the Izvorul Mureș Series overlies the Rebra Series (Mureșan, 1973, 1976). At Iacobeni, the Mesozoic sequence considered as belonging to the Bretila facies by Săndulescu (1975) rest over the Rebra Series.

c<sub>1</sub>) The Argeștru dislodged slice comprises the Paleozoic rocks of the Argeștru Series from the Iacobeni window interposed between the Rodna-Mestecăniș nappe and the Mesozoic cover of the Iacobeni nappe (I. Bercia, Elvira Bercia, 1970).

**2. Group of the Maramureș Nappes.** The Maramureș nappes comprise several overthrust nappes and dislodged slices. These tectonic units occur under the Bistrița nappes in isolated tectonic windows, thus their correlation is difficult.

<sup>5</sup> M. Mureșan states, according to one of his previous hypotheses (Mureșan, 1976), that the Iacobeni nappe is equivalent to the Rodna nappe from the Rodna Mts.





From north southward one can distinguish the following tectonic windows: Tisa window, Bistra window, Vaser half-window, Rodna half-window, Rusaia window, Arșița Barnarului window, and Tomești window.

a) *In the Tisa window*, there occurs a tectonic unit formed of the Bretila Series ("Belopotok Series", transgressively overlain by the low-grade schists of the "black series" (Upper Carboniferous?—Jurassic) and of the Dovgorun Series (assigned to the Jurassic). The latter is overthrust by the Rozise dislodged slice including Paleozoic slightly metamorphic rocks (Hain et al., 1968).

b) *In the Bistra window*, the Bretila Series underlies the Dovgorun Series (Jurassic) in the Belopotoc basin, the "black series" (Upper Carboniferous?—Jurassic) in the Repede Valley and the Permian-Triassic formation from the left side of the Repede Valley. In the Pop Ivan Summit and the Tomnatec Valley areas, the Bistra window is affected by a post-Oligocene thrust with an eastern vergence. This plane delimits to E the Pop Ivan scale<sup>6</sup> consisting of the Bretila Series and the Dovgorun Series.

The Bretila Series, from the above-mentioned scale, thrusts toward east both the Tulgheș Series from the Holovaciul outlier (belonging to the Rodna-Mestecăniș nappe), and the Bretila Series with the overlying "black series" from the Bistra window. If the "black series" is truly of Jurassic age the mentioned thrusting separates within the Bistra window two distinct Jurassic facies (Dovgorun Series and "black series"). In this case, it is probably that the scale and thrust formations resulted from two different Maramureș nappes. The same thing may be supposed for the Permian and Triassic sediment of the Repede Valley, too.

In the Bistra window as well as in the Tisa window, the Rozise Unit tectonically overlies the Dovgorun Series (Hain et al., 1968).

c) *In the Vaser half-window*, the Bretila Series (Greben Series—Ciornei, 1958) is transgressively overlain by a sedimentary anchimetamorphic sequence (Jurassic?) and by low-grade metamorphic rocks (Bardău Series — Paleozoic? Mesozoic?).

d) *In the Rodna half-window* there occur some of the Maramureș units (Kräutner, 1972): Valea Vinului nappe, Stiol nappe, Anieș nappe, and Cisa dislodged slice. These nappes include the Bretila Series, forming the Precambrian basement and a Paleozoic metamorphic cover represented by the Repedea Series. The main plicative structures are the Negoiescu anticline in the Repedea Series of the Stiol nappe, the Hercynian Izvorul Cepii syncline in the Anieș nappe and the Valea Vinului anticline, Paleozoic formations of the Valea Vinului nappe.

The Cisa dislodged slice is constituted of laminated Hăghimaș granitoids and gneisses of the Bretila Series; it is located under the

<sup>6</sup> The Bretila Series from the Pop Ivan Summit has been previously reported by G. Pitulea et al. (R 1969) as the Pop Ivan nappe.





Rodna-Mestecăniș nappe forming three outliers in the Cisa Summit, the Negoeasa-Negreasa Summit, and in the Repede Valley.

e) *In the Rusaia tectonic window*, the Bretila Series underlies the Paleozoic sequence of the Rusaia Series. A Hercynian anticlinal fold has been recognized in the Paleozoic structural stage.

f) *In the Arșița-Barnar window*, recently pointed out by Balintoni and Gheuca (1977) low-grade metamorphic rocks (probably Paleozoic) underlie the Permian and the Triassic sedimentary sequences, all occurring below the Iacobi nappe from the Barnar window.

g) *In the Tomești window*, breccias and sometimes conglomerates attributed to the Upper Paleozoic (Hăghimaș breccias — Mureșan, 1970) crop out below the Rebra Series of the Iacobi nappe. The elements of this rock are represented by gneisses and sericite schists. There follow Triassic and Jurassic sequences assigned by Săndulescu (1967, 1972, 1975 b) to the "sub-Bucovinian Mesozoic Series". However, the facial development of the mentioned Mesozoic sequences is not identical to that of the sub-Bucovinian Mesozoic Series from the Putna Valley (the Bistra Mts) or the Dămuc zone. In this case, the facies of the Mesozoic rocks from the Tomești window do not constitute an impediment in their assigning to another Alpine tectonic unit as the sub-Bucovinian nappe. The ocellar gneisses and phyllitic rock elements reported from the Paleozoic breccia under the Triassic may be an argument in favour of the assigning the described sequence from the Tomești window to the group of Maramureș nappes (Mureșan, 1976).

In the Maramureș Mts two other nappes occur in front of the groups of the Bistrița and Maramureș nappes: the Poleanca nappe and the Cîvcin nappe.

**3. The Poleanca Nappe.** It is known only north of Poienile de sub Munte in the Repede Valley and in the Rahov Mts. This nappe corresponds to the Poleanca-Rugaș scale (Bleahu, 1962, R 1955) and overthrusts the Cîvcin Unit. Iliescu et al. (R 1968) and Săndulescu (1975 b) attribute this nappe also to the Crystalline-Mesozoic Zone. It includes Carboniferous, Permian, and Triassic formations. Bleahu (1962) mentions also crystalline rocks.

Several scales have been locally recognized in the Poleanca nappe (Bleahu, R 1955).

The Carboniferous generally represented by a black formation comprises conglomerates, sandstones, limestones, and coaly schists transgressively overlain by Permian red-violaceous conglomerates, red striped schists, and acid volcanogenous rocks. There follow Triassic quartz conglomerates supporting dolomites, in places.

**4. The Cîvcin Nappe.** This nappe consists of several scales separated by Bleahu (1962). It occurs only in the northern part of the Crystalline-





Mesozoic Zone in the Maramureş, Čivčîn and Rahov Mts and in some tectonic windows in the Vaser Valley.

The Čivčîn nappe corresponds to the Kameny Potok Unit of H a i n et al. (1968), with the "nappe of the black flysch" according to S â n d u l e s c u (1975) but partly to the "unit of the black flysch" that includes also the Poleanca scale according to B l e a h u (1968).

The Čivčîn nappe consists mainly of Jurassic-Lower Cretaceous sedimentary and basic volcanic rocks that represent the peculiarity of this unit. The crystalline basement is known as yet in the Čivčîn Mts. The sedimentary and volcanic rocks have been described by B l e a h u (1962) (1962) and S â n d u l e s c u (1975); they are represented by the black flysch, Rica limestones, basic volcanic rocks, volcano-sedimentary, Mihaillec and Virtop formations, Vinderelu flysch and olistoliths.

## REFERENCES

### A) Published papers

- A t a n a s i u I. (1929) Cercetări geologice în împrejurimile Tulgheşului. *An. Inst. Geol. Rom.*, XIII, Bucureşti.
- B a l i n t o n i I., G h e u c a I. (1977) Metamorfism progresiv, metamorfism regresiv şi tectonică în regiunea Zugreni—Barnar (Carpaţii Orientali). *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXIII, 5 (1976) Sub tipar. Bucureşti.
- B â n c i l ă I. (1941) Étude géologique dans les Monts Hăghimaş—Ciuc (Carpathes Orientales). *An. Inst. Geol. Rom.* XXI, Bucureşti.
- (1957) Scurtă prezentare asupra hărţii geologice a împrejurimilor Cheilor Bicazului întocmită de Prof. Atanasiu I. *An. Com. Geol.* XXIV, Bucureşti.
- (1958) Geologia Carpaţilor Orientali. Ed. Ştiinţifică, Bucureşti.
- B e r c i a E l v i r a, K r ä u t n e r F l o r e n t i n a (1968) Date noi furnizate de forajul Barnar cu privire la stratigrafia şi poziţia în pinză a cristalinelui epimetamorfic din munţii Bistriţei. *D. S. Com. Stat Geol.* LIV, 2 (1966—1967), Bucureşti.
- B e r c i a I., B e r c i a E l v i r a, K r ä u t n e r H., K r ä u t n e r F l o r e n t i n a, M u r e ş a n M. (1967) Unităţile tectonice, structura şi stratigrafia formaţiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a munţilor Bistriţei (Carpaţii Orientali). *D.S. Com. Stat Geol.* LIII, 1 (1965—1966), Bucureşti.
- B e r c i a E l v i r a (1970) Contribuţii la cunoaşterea geologiei regiunii Vatra Dornei—Iacoveni. *An. Inst. Geol.* XXXVIII, Bucureşti.
- B i z o v a S. L., R u d a k o v S. G., S l a v i n V. I., H a i n V. E. (1971) Ob osnovnih certah tectoniki severnoi ceasti Marmoroşscovo Massiva (Vostocinle Carpati). *Geotectonica* 1971/6, p. 79—86, Moskva.
- B l e a h u M. (1962) Cercetări geologice în bazinul superior al văii Ruscova (munţii Maramureşului). *D.S. Com. Geol.* XLV (1957—1958), Bucureşti.
- B l e a h u M., B o m b i ţ ă G h., K r ä u t n e r H. G. (1968) Carte géologique de la R. S. Roumanie. 1 : 200.000. 4 Feuille Vişeu (Memoire). Inst. Geol. Bucureşti.





- Boiko A. (1970) Dovernie paleozoischii complex severozapagnovo okonciania Marmaroșcovo massiva. *Izd. Lvovsk. Univ. Lvov.*
- Buțureanu V. C. (1916) Masivul cristalin de la Broșteni. Studiu morfologic, petrografic și mineralogic. *Anal. Acad. Rom. II, XXXVIII, București.*
- Ciornei P., Vasilescu L. (1962) Cercetări geologice și petrografice în regiunea izvoarelor Oltului și Mureșului. *D.S. Com. Geol. XLVI, București.*
- Codarcea-Dessila Marcela (1967 a) La division des massifs cristallophylliens préalpins des Carpathes roumains. *Acad. R.S.R. Rêv. Roum., Géol. Géogr., Géophys., série Géol. 12, 1, București.*
- (1967 b) Noi date asupra stratigrafiei terenurilor cristalofiliene din România. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol. 12, 1, p. 57—68, București.*
- (1968) Asupra terenurilor metamorfice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol. 13, 2, București.*
- Codarcea-Dessila Marcela, Bercia I., Kräutner H., Mureșan M. (1964) Cercetări structurale și stratigrafice în cristalinul Bistriței (Regiunea Bărnărel—Holdița). *D. S. Com. Geol. L, 2 (1962—1963), București.*
- Cosma S., Peltz S. (1962) Cercetări geologice în regiunea Păltiniș—Drăgoiasa (Munții Bistriței). *D. S. Com. Geol. XLVII (1959—1960), București.*
- Costa-Foru A., Costea M., Roman C. (1967) Studiul unor proprietăți ale rocilor din zăcămintele de sulfuri complexe din Carpații Orientali și Dobrogea. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol., 5, 2, București.*
- Dimitrescu R. (1960) Observații privind depozitele mezozoice și tectonica regiunii Iacobeni. *Soc. Șt. Nat. Geogr. R.P.R., Comunicări de geol. geogr. (1957—1959), București.*
- (1964) Asupra existenței unor vergențe îndreptate spre interiorul arcului Carpaților Orientali. *D.S. Com. Geol. L, 1 (1962—1963), București.*
- (1965) Notă asupra structurii cristalinului din regiunea Iacobeni. *D.S. Com. Geol. LI, 1 (1963—1964), București.*
- Erhan V. (1974) Studiul geologic al regiunii Valea Putnei—Giumalău (Carpații Orientali). *Stud. tehn. econ. Inst. Geol. Geof., I, 10, București.*
- Ghika Șt. (1957) Procese geologice, fizico-chimice și metalogenetice în munții Rodnei. *D.S. Com. Geol. XLI (1953—1954), București.*
- Giușcă D., Savu H., Bercia I., Kräutner H. (1969) Sequence of tectonomagmatic pre-alpine cycles of the territory of Romania. *Acta Geol. Acad. Scient. Hung. 13, Budapest.*
- Hain V. E., Bizova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968) O pokrovnnoi structure Rahovskovo massiva (Vostocinic—Karpati). *Vestnik Moskovskovo Universiteta Geologia, 5, Moskva.*
- Ianovici V., Ionescu C. (1966) Structura și stratigrafia șisturilor cristaline din regiunea izvoarelor Țibăului—Valea Coșna (Carpații Orientali). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol. 11, 1, București.*
- Ianovici V., Rădulescu D., Rădulescu I., Săndulescu M. (1968) Crystalline Mesozoic Complexes and Volcanism in the East Carpathians (Central sector). *Intern. Geol. Congr., XXIII Sess., Prague 1968, Guide Exc. 47 AC, Bucharest.*
- Iliescu Violeta, Dessila-Codarcea Marcela (1965) Contribuțiuni la cunoașterea conținutului microfioristic al complexelor de șisturi cristaline din Carpații Orientali. *D. S. Com. Geol. LI, 2 (1963—1964), București.*





- Iliescu Violeta, Mureșan M. (1970) Contribuții de ordin palinologic la cunoașterea stratigrafiei și virstei seriilor metamorfice din partea sudică a compartimentului Tisa—Ciuc (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVI/3, p. 97—110, București.
- Iliescu Violeta, Mureșan M. (1972 a) Asupra prezenței Cambrianului inferior în Carpații Orientali — Seria epimetamorfică de Tulgheș. *D.S. Inst. Geol.* LVIII, 4, București.
- Iliescu Violeta, Mureșan M. (1972 b) Asupra prezenței unor asociații microfloristice în formațiunea paleozoică a breziilor de Hăghimaș — Implicații stratigrafice și tectonice privind zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LVIII/4 (1971), București.
- Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1975) Contribuții la cunoașterea conținutului microfloristic și a virstei formațiunilor metamorfice din munții Rodnei și munții Bistriței. *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXI/4 (1973—1974), p. 11—25, București.
- Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1976) Précision sur l'âge de la série de Repedea s.s. de Monts Rodna par nouvelles données palinologiques. *D.S. Inst. Geol. Geof.* LXIII, 3, București.
- Jukov F. I. (1968) O kamenougolnîh otlojeniah severozapadnovo okonciania Marmaroșskevo Massiva. *Geol. Jur.* XXVIII, 5, Kiev.
- Kober L. (1931) Das Alpine Europa und sein Rahmen. *Borntraeger Verlag*, Berlin.
- Kräutner Florentina (1970) Relațiile stratigrafice și tectonice din anticlinalul Bretila pe baza datelor furnizate de forajul din valea Rusaia (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.* LVI, 5, București.
- Kräutner Florentina, Mirăuță Elena (1970) Asupra prezenței Carboniferului în cristalinul Carpaților Orientali. *D.S. Inst. Geol.* LV, 2, București.
- Kräutner H. (1965) Considerații genetice asupra zăcămintelor de sulfuri complexe din cristalinul Carpaților Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., seria Geol.* X, 1, București.
- (1967) Zăcămintele de fier de la Rusaia și Iacobenii. *D. S. Com. Geol.* LII, 2 (1964—1965), București.
- (1968) Vederi noi asupra masivului cristalin al Rodnei. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof. geogr., seria Geol.* 13, 2, București.
- (1972 a) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der Nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rév. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Géol.*, 16, 2, București.
- (1972 b) Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. *Rév. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Géol.*, 16, 2, p. 121—129, București.
- Kräutner H., Kräutner Florentina (1970) Formațiunile cristaline din versantul nordic al masivului Rodna. *D. S. Inst. Geol.* LV, 1 (1967—1968), București.
- Kräutner H. G., Popa Gh. (1973) Succesiunea litostratigrafică și tectonica Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheș) din regiunea Bălan—Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LXI/1 (1972), București.
- Kräutner H. G., Kräutner Florentina (1974) Litostratigrafia seriei de Tulgheș, din pinza de Putna, în regiunea Botuș—Breaza (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI/1 (1972—1973), București.





- Kräutner H. G., Sassi F. P., Zirpoli G., Zulian T. (1975) The pressure characters of the prealpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *N. Sb. Miner. Abh.* 124, 3, p. 278—296, Stuttgart.
- Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Tănăsescu Anca, Neacșu Vasilica (1976) Interpretation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées. Un exemple—les Carpates Orientales. *An. Inst. Geol. Geof.* I., București.
- Kräutner Th. (1930) Geologia cursului inferior al Bistriței Auri, văii Țibăului și Cîrlibabei. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XV (1926—1927), București.
- (1933) L'extrémité sud de la cuvette marginale mésozoïque de la Bucovine. *C. R. Inst. Geol. Roum.* XIX (1930—1931), București.
  - (1938) Das kristalline Massiv von Rodna (Ostkarpthen) *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
- Ksiażkiewicz M., Sokolowski S. (1934) Remarques sur la géologie des Montagnes de Czywczyn (Carpates Orientales). *Ann. Soc. Géol. Pologne*, X, Cracovie.
- Limanowski M. (1906) Sur la genèse des Klippes des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, IV-ème série VI, Paris.
- Macovei G. (1927) Aperçu géologique sur les Carpates Orientales. Guide des excursions. *Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates. II-ème réunion en Roumanie*, București.
- Mastacan G. (1953) Observații geologice și petrografice în regiunea Ciocănești—Cîrlibaba. *D. S. Com. Geol.* XXXVII (1949—1950), București.
- Mînzatu Silvia, Lemne Maria, Vișdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ionciță Magdalena, Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI, 5, (1973—1974), p. 85—111, București.
- Mureșan Georgeta, Mureșan M. (1972) Asupra prezenței conglomeratelor metamorfozate în seria de Tulgheș (zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LVIII, 1, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.* XII, 1, București.
- (1968) Metamorphic formations. In "Crystalline Mesozoic and Flysch Complexes of the East Carpathians (Northern Sector)" by Th. Joja, V. Mutihac, M. Mureșan. *Intern. Geol. Congr. Sess. XXIII, Prague, Guide to Excursion 46 AC*, Romania, București.
  - (1970) Asupra prezenței Paleozoicului superior nemetamorfozat, în facies continental, în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LVI, 4. (1968—1969), București.
  - (1973) Seria de Izvorul Mureș — o nouă formațiune paleozoică a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol.* LIX, 5 (1972), București.
  - (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXII, 5 (1974—1975), București.
- Mureșan M., Ionciță Magdalena, Tănăsescu Anca (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dămuc). *D. S. Inst. Geol.* LX, 5 (1972—1973), București.
- Mureșan M., Tănăsescu Anca, Ionciță Magdalena (1975) Concordanța de vîrstă între metamorfismul regional proterozoic al granitoidelor de Hăghimaș și cel





- al seriei de Bretila—Rarău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI, 5, (1973—1974), p. 135—149, București
- Mureșan M., Mureșan Georgeta (1976) Mineralizațiile de sulfuri vulcanogen-sedimentare metamorfozate din zona Hărlăgia în contextul litostratigrafic magmatogen și tectonic al seriei epimetamorfice de Tulgheș-Cambrian inferior (Carpații Orientali). *Stud. tehn. econ. Inst. Geol. Geof.* București.
- Mureșan M., Tănăsescu Lucia (1976) Asupra prezenței unor roci paleozoice pelito-psamitice slab metamorfozate în fundamentul cristalofilian al regiunii Mădăraș—Ciuc (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXII, 5, București.
- Nicolau Th. (1905) Gnaisul de la Rarău. *Arh. "Reînvierea"*, 4, Botoșani.
- Pascu R. (1924) Zăcămintele de minereuri feromanganifere din regiunea Broșteni, jud. Neamț. *An. Inst. Geol. Rom.* XI, București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice și pinza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (munții Perșani). *An. Com. Geol.*, XXXV, București.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Stat. Geol.* XXXVII, București.
- Paul K. N. (1876) *Grundzüge der Geologie der Bukowina. Jahrb. s. n. d.k.k., Geol. R.A.*, XXVI, Wien.
- Pazdro Z. (1934) Les Montagnes de Czynczyn. II. *Geologie. Ann. Soc. Géol. Pologne*, X, Krakowie.
- Petrulian N., Steclaci Livia (1967) Contribuții geochimice la geneza zăcămintelor de la Leșul Ursului. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.* 12, 1, București.
- Pitulea G. (1965) Studiul stratigrafic și structural al cristalinului epimetamorfic din regiunea Gemenea—Ostra. *D. S. Com. Geol.* LI, 1 (1963—1964), București.
- (1967) Recherches géologiques dans la zone cristalline des Carpates Orientales (Région de Pop Ivan—Tulgheș). *Acad. R.S.R. Rev. Roum. Géol., Géoph., Géogr., série Geol.* 11, 2, București.
  - (1972) Les formations paléozoïques métamorphisées de l'extrémité nord-ouest des Monts Maramureș (bassin de la vallée de Bistra). *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol. geof., geogr., seria Geol.*, 17, 1, p. 3—12, București.
- Popescu—Voitești I. (1929) Aperçu synthétique sur la structure des régions carpathiques. *Rev. Muz. Geol. Mineral. Univ. Cluj* III, 1, Cluj.
- (1942) Exposé synthétique sommaire sur la structure des régions carpathiques roumaines. *Bul. Soc. Rom. Geol.* V, București.
- Popa N. Gh. (1975 a) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș la nord de regiunea minieră Bălan (perimetrul Sipoș—Belcina—Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LX, 2 (1972—1973), București.
- Popa N. Gh. (1975 b) Litostratigrafia și tectonica seriei de Tulgheș între V. Putna și V. Belcina—Carpații Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXI, 5 (1973—1974), p. 151—177, București.
- Rădulescu I. (1967) Conglomeratele metamorfozate de la baza seriei epimetamorfice din Carpații Orientali. Poziția și semnificația lor geologică. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.*, 12, 2, București.
- (1970) Considerații privind structura geologică a munților Bistriței. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geol.*, 15, 1, București.





- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila (1967) Zona anticlinală Rusaia—Bretila; structură și metamorfism (Cristalinul Carpaților Orientali). *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII, 1, București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Teucă I. (1967) La structure géologique et la stratigraphie des schistes cristallins de la région Pojorîta—Fundul Moldovei—Lucina (Carpathes Orientales). *D. S. Com. Geol.* LIII, 1 (1965—1966), București.
- Reinhard M. (1911) Cîteva considerațiuni asupra poziției stratigrafice a rocilor ce alcătuiesc pinza bucovineană în Bucovina și Suceava. *D. S. Inst. Geol. Rom.* II, București.
- Reinhard M., Atanasiu S. (1927) Geologische Beobachtungen Über die Kristallinen Schiefer der Ostkarpathen. *An. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
- Rudakov G. S. (1965) Vulcanogennne obrazovania v metamorficeschih complexah vostocinîh Carpat. *Carp.—Balk. Assoc., VII, Congr. VII, Reports*, III, Sofia.
- (1966 a) Necotîrle osobenosti metamorfizma drevnih porod Sovietschih Carpat. *Vestnik Mosk. Univ.*, IV, *Gheologhia*, 5, Moscva.
  - (1966 b) O metamorficescom complexe Civeinschih gorî evo vzaimootnošeniah s drevneishimi povodanu Rahovscovo massiva. Ocerchi po gheologhii Sovietschih Carpat. *Izd. Mosk. Univ.* Moscva.
  - (1966 c) O vozraste granitoidov v Civeinschih gorah. Ocerchi po gheologhii Sovetschih Carpat. *Izd. Mosk. Univ.* Moscva.
  - (1967) Gheologhia domezozoischih metamorficeschih kompleksov Marmaroșscoi Zoni Vostocinîh Carpat. *Avloreferat dissertații. Izd. Mosc. Univ.* Moscva.
  - (1971) Stratigrafia domezozoiskih obrazovani Marmaroshscovo massiva Vostochnîh Karpăt. *Vestn. Mosc. Univ., ser. Geol.*, 2, Moscva.
- Savul H., Vasilescu Al. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea rocilor porfiroide și a zăcămintelor de sulfuri asociate sisturilor cristaline din regiunea Baia Borșa (Maramureș). *D. S. Com. Geol.* XLVI, București.
- Savul M. (1924) Les gisements de minerals de manganèse du bassin de Neagra Șarului. *An. Sc. Univ. Iassy*, 13, p. 3—4, Iași.
- (1927) Les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Șarul Dornei (District Cîmpulung). *An. Inst. Geol. Rom.* XII, București.
  - (1938 a) La bordure orientale des Monts Călimani. *An. Inst. Geol. Rom.* XIX, București.
  - (1938 b) Le cristallin de Bistrița. La région Dorna—Broșteni (District Cîmpulung et Neamț). *Ann. Sc. Univ. Iassy*, XXIV, 1, Iași.
- Savul M., Mastacan Gh. (1952) Contribuții la cunoașterea gnaiselor porfiroide din Carpații Orientali. *Acad. R.P.R. Bul. Șt. Secț. Biol. Agron., Geol., Geogr.* IV, 2, București.
- Savul M., Ianovici V. (1957) Chimisme et origine de roches à manganèse de cristalline de la Bistrița. *Acad. R.S.R. Bul. Șt. Secț. Geol., Geogr.* II, 1, București.
- Savul M., Pomirleanu V. (1963) Cercetări paleogeotermometrice asupra unor zăcăminte de minereuri și formațiuni cristaline din Carpații Orientali. *Asoc. Geol. Carp. Bale. Congr.* V, 1961, III, 2, București.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.—Balk., VIII-ème Congr.* Belgrade.
- (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIII, 3, București.
  - (1969) Structura geologică a părții centrale a sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Com. Stat. Geol.* LIV, 3, p. 227—263, București.
  - (1971) Sur l'hétérochronisme des phases tectogénétiques alpines dans les zones internes





- des Carpathes roumaines. *Belgrade Savezd. geoloz. druz. S.F.R.J., Colloq. Comiss. lect. A.G.C.B.*, Belgrade.
- (1972) Considerații asupra posibilităților de corelare a structurii Carpaților Orientali și Occidentali. *D. S. Inst. Geol.* LVIII, 5 (1971), p. 125–150, București.
  - (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 5, București.
  - (1975 a) Studiul geologic al părții centrale și nordice a Sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol. Geof.* XLV, București.
  - (1975 b) Essai de synthèse structurale des Carpathes. *Bull. Soc. Géol. Franc.*, (7), XVII, Paris.
  - (1976) Stratigrafia și structura seriilor mezozoice din bazinul superior al văii Moldovei. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXII, 5, București.
- Semenenko P. N., Teaciu G. L., Ladijevckii R., Kotlovskaja F. I. (1963) Absolutnyi vozrast gheologicheskikh formazii vostocinii ukrainskikh Karpat. (AN U.S.S.R.). *Asoc. Geol. Carp.—Balc., Congr. V, București; Secf. II, III, 2*, București.
- Semenenko N. P., Teaciu L. G., Zaidis B. B., Demidenco S. G., Kotlovskaja F. I. (1969) Itogi issledovani, vipolnennih v Sovetscom Soiuze po absolutnoi geohronologii geologicheskikh formazii Ukrainskikh Karpat i sopredelnih territorii. *Acta. Geol. Hung.*, XIII, 1–4, p. 359–382, Budapest.
- Slavin V. I. (1966) Triasovye otlojenia Cincinskih gor i Rahovskogo Massiva (in Ocerki po geologii Sovetskih Karpat). *Izdatelstvo Moskovskogo Universiteta*. Moscva.
- Streckeisen A. (1931) Über das Nephelinsyenit massiv von Ditrö. *Neues Jahrb. f. Min.* 64, A, Stuttgart.
- (1934 a) Tektonik des Karpathenbogens. *Geol. Mijub.* Leiden.
  - (1934 b) Sur la tectonique des Carpates Méridionales. *Ann. Inst. Géol. Roum.* XVI, București.
  - (1940) Über Migmatite im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 20, p. 299–302, Bern.
  - (1952) Das Nephelinsyenit—Massiv von Ditrö (Siebenbürgen). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 32, p. 249–310, Bern.
  - (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 48, 3, Bern.
- Timofeev B. (1973) Microfossilii proterozoa i Ranevo paleozoa (in Microfossilii drevnih otlojenii). *Acad. Nauk. S.S.S.R., Sibirskoe Otdel* p. 7–12, Novosibirsk.
- Tkaciuk L. G., Danilovici V. R. (1965) Some aspects on the mineral composition and metamorphism of amphibolites from the Rahov crystalline massif. *Mineral. Sbornik* 19, 1, Lwow.
- Tokarski J., Kamienski M., Pazdro Z., Smulikowski K., Turnau M. (1934) La Chaîne de Czywczyn (Étude pétrographique et géologique). *Annal. Soc. Geol. Pologne*. X, Krakowie.
- Uhlig V. (1907) Über die Tektonik der Karpathen. *Sitzungsber. d.k. Acad. d. Wissen. Wien, Math.—nat. Klasse*, CXVI, Wien.
- Uwe H. K. (1973) Studiul mineralogic și geochimic al rocilor granatiferă din cristalinul Carpaților Orientali și Meridionali. *Rezumatul tezei de doctorat, Universitatea „Al. I. Cuza”, Iași.*





- Vijdea Eleonora (1968) Contribuții privind dotarea unor galene din R.S.R. pe baza determinării compoziției lor izotopice. *D.S. Com. Stat. Geol.* LIII, 3 (1966–1967), București.
- Zapalowicz H. (1886) Eine geologische Skizze der Östlichen-Theiles der Pokutisch-Marmaroscher Grenzkarpathen. *Jahrb. d.k.k. Geol. R.A.*, Wien.
- Zincenco D. (1971) Stratigrafia seriei de Tulgheș în bazinele văilor Cîsla și Vaser (versantul stîng) — Maramureș. *Acad. R.S.R. Stud. cerc., geol., geof., geogr., seria Geol.* 16, 2, București.

#### B) Unpublished papers (Reports)

- Bercia I., Bercia Elvira. Cristalinul Bistriței din regiunea Bistra—Bărnărecl. 1970. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H., Kräutner Florentina, Mureșan M., Mureșan Georgeta, Iliescu Violeta. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Ciornei P. Raport asupra prospecțiunilor geologice în cursul inferior al bazinului Vaser. 1958. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Constantinof D., Tănăsescu Lucia, Bira N., Puîu V., Puîu Maria. Raport asupra prospecțiunilor geologice efectuate în regiunea Panaci—Ostra. 1961. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Iliescu Gh., Iliescu Maria, Zah E., Tintu D. Prospecțiuni în bazinul Maramureș. 1968. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Iliescu Violeta. Studiul palinologic al șisturilor cristaline de la Cîrlibaba. 1965. Arh. Inst. Geol., Geof., București.
- Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mărunțiu M., Vijdea Eleonora, Colios Elena, Anastase Ș. Studii asupra poziției litostratigrafice și asupra tectonicii formațiunilor purtătoare de sulfuri polimetallice din zona Isipoaia. 1975. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Pitulea G., Nedelcu V., Andrei Al., Nedelcu N., Matsch E., Mihăilescu L. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru minereuri neferoase în bazinul văii Ruscova și văii Repedeș (regiunea Poienile de sub Munte — munții Maramureș). 1969. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Focșă I., Focșă Felicia, Ignat V. Cercetări geologice în munții Rodnei — sinteză. 1965. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Puîu V., Puîu Maria. Harta geologică-structurală a zonei cristaline dintre Valea Barnarului și Pasul Prislop (munții Bistriței) — Carpații Orientali. 1966. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Rădulescu I., Rădulescu Ludmila, Tofan D. Raport geologic asupra prospecțiunilor pentru fier și neferoase în regiunea Vf. Omului—Izv. Someșului—Vf. Ineu și din partea de nord a Carpaților Orientali (Reg. Bistrița Aurie—R. Moldova). 1961. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Rădulescu Ludmila, Puîu V., Arion M., Puîu Maria. Lucrări și cercetări speciale de sinteză în Carpații Orientali (zona Bistricioara—Frumoasa). 1967. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Savu H. Raport geologic asupra regiunii Roșu—Șarul Dornei. 1955. Arh. Inst. Geol. Geof., București.





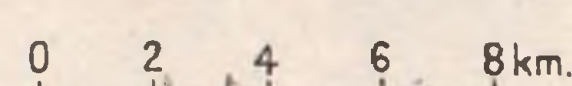
- Savul M. Raport asupra ocurențelor de magnetit ce se găsesc în valea Rusaia la nord de localitatea Cîrlibaba. 1948. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Ștefan R., Cosma S., Vasilescu L. Raport geologic asupra cercetărilor din regiunea Păltiniș—Șarul Dornei—Argestru. 1955. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Ștefan R., Costache P., Ștefan A., Ionescu Doina. Raport geologic privind regiunea Corbu—Singeroasa, la sud de valea Bistricioara. 1961. Arh. Inst. Geol. Geof., București.
- Vijdea Eleonora, Anastase Ș. Cercetări asupra raporturilor izotopice ale plumbului în zăcămintele legate de cristalinul Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. Geof., București.

#### Geological maps

- Bercia I., Bercia Elvira, Săndulescu M., Szasz L. Harta geologică 1: 50.000 foaia Vatra Dornei. 1974. Inst. Geol. Geof. București.
- Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Săndulescu M., Bercia I., Bercia Elvira, Alexandrescu Gr., Ștefănescu M., Ion Jana. Harta geologică 1: 50.000 foaia Pojorita. 1975. Inst. Geol. Geof. București.
- Mureșan M., Mureșan Georgeta, Zincenco D., Bandrabur T. Harta geologică 1: 50.000 foaia Gheorghieni. In print. Inst. Geol. Geof. București.
- Săndulescu M., Bandrabur T., Mureșan M., Vasilescu L. Harta geologică 1: 50.000 foaia Miercurea Ciuc. 1971. Inst. Geol. Geof. București.
- Săndulescu M., Mureșan M., Mureșan Georgeta. Harta geologică 1: 50.000 foaia Dămuc. 1975. In print. Inst. Geol. Geof. București.
- Zincenco D., Săndulescu M., Szasz L., Szöke Amalia. Harta geologică 1: 50.000 foaia Burloaia. In print. Inst. Geol. Geof. București.

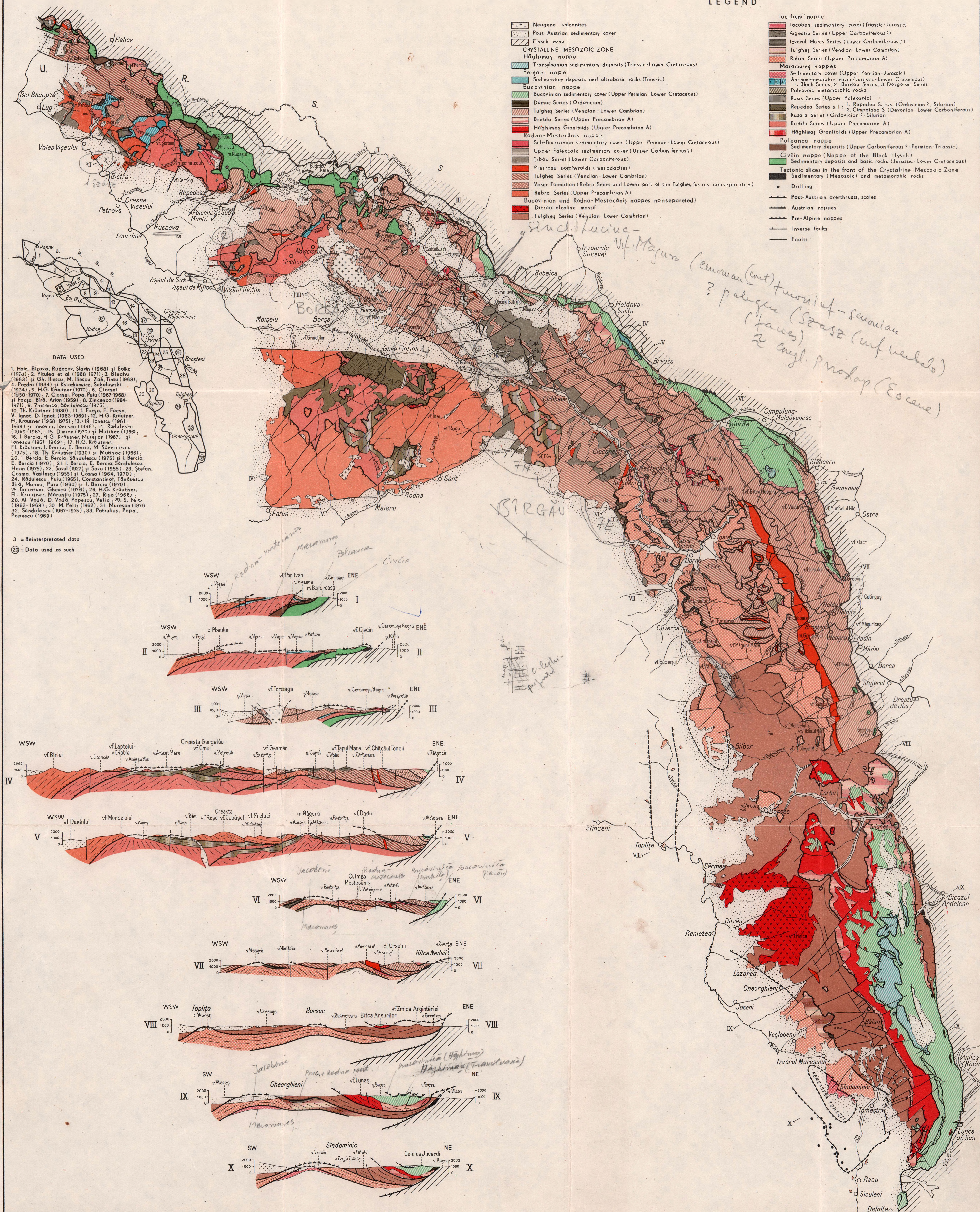






**Legend:**

- Neogene volcanites
- Post-Austrian sedimentary cover
- Flysch zone
- CRYSTALLINE - MESOZOIC ZONE**
- Hăghimaș nappe**
  - Transylvanian sedimentary deposits (Triassic-Lower Cretaceous)
- Pergani nappe**
  - Sedimentary deposits and ultrabasic rocks (Triassic)
- Bucovinian nappe**
  - Bucovinian sedimentary cover (Upper Permian-Lower Cretaceous)
  - Dâmuc Series (Ordovician)
  - Tulgheș Series (Vendian-Lower Cambrian)
  - Bretia Series (Upper Precambrian A)
  - Hăghimaș Granitoids (Upper Precambrian A)
- Rodna-Mesteceň nappe**
  - Sub-Bucovinian sedimentary cover (Upper Permian-Lower Cretaceous)
  - Upper Paleozoic sedimentary cover (Upper Carboniferous?)
  - Țibău Series (Lower Carboniferous)
  - Pietrosu porphyroids (metadacites)
  - Tulgheș Series (Vendian-Lower Cambrian)
  - Vaser Formation (Rebra Series and Lower part of the Tulgheș Series nonseparated)
  - Rebra Series (Upper Precambrian A)
- Bucovinian and Rodna-Mesteceň nappes nonseparated**
  - Ditrău alkaline massif
  - Tulgheș Series (Vendian-Lower Cambrian)
- Iacobi sedimentary cover (Triassic-Jurassic)**
  - Argestra Series (Upper Carboniferous?)
  - Izvorul Mureș Series (Lower Carboniferous?)
  - Tulgheș Series (Vendian-Lower Cambrian)
  - Rebra Series (Upper Precambrian A)
- Maramureș nappes**
  - Sedimentary cover (Upper Permian-Jurassic)
  - Anchimetamorphic cover (Jurassic-Lower Cretaceous)
    - 1. Black Series; 2. Bârdou Series; 3. Dăvgorun Series
  - Paleozoic metamorphic rocks
  - Rosis Series (Upper Paleozoic)
  - Repedea Series s.l.: 1. Repedea S. s.s. (Ordovician?, Silurian); 2. Cimpoișoaia S. (Devonian-Lower Carboniferous)
  - Rusaia Series (Ordovician?, Silurian)
  - Bretia Series (Upper Precambrian A)
  - Hăghimaș Granitoids (Upper Precambrian A)
- Poleancă nappe**
  - Sedimentary deposits (Upper Carboniferous?-Permian-Triassic)
- Čičvin nappe (Nappe of the Black Flysch)**
  - Sedimentary deposits and basic rocks (Jurassic-Lower Cretaceous)
- Tectonic slices in the front of the Crystalline-Mesozoic Zone**
  - Sedimentary (Mesozoic) and metamorphic rocks
- Structural features:**
  - Drilling
  - Post-Austrian overthrusts, scales
  - Austrian nappes
  - Pre-Alpine nappes
  - Inverse faults
  - Faults




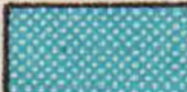












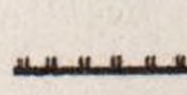
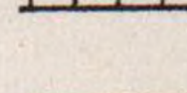
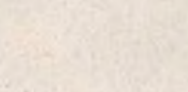
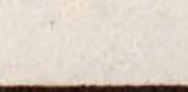




I. BERCIA, H.G. KRÄUTNER, M. MUREȘAN  
TECTONIC MAP OF THE CRYSTALLINE - MESOZOIC ZONE

0 2 4 6 8 km

## LEGEND

-  Neogene volcanites
-  Post-Austrian sedimentary cover
-  Flysch zone
- CRYSTALLINE-MESOZOIC ZONE**
- Transylvanian nappes system**
-  Hăghimaș nappe
-  Perșani nappe
- BUCOVINIAN NAPPE SYSTEM**
- Group of the Bistrița nappes**
-  Bucovinian nappe (1. Bucovinian sedimentary cover; 2. Rarău Unit; 3. Putna Unit)
-  Delnița (1) and Bărnărel (2) dislodged slices
-  Rodna - Mestecăniș nappe
-  Bucovinian and Rodna - Mestecăniș nappes nonseparated (1. Ditrău alkaline massif)
-  Argescu dislodged slice
-  Iacobeni nappe
- Group of the Maramureș nappes**
- 
  - 1. In general;
  - 2a. Cisa dislodged slice;
  - 2b. Anieș nappe;
  - 2c. Stiol nappe
  - 2d. Valea Vinului and Rusaia nappe (s)
  - 3. In the Răhov Mts. (Rosis dislodged slice)
-  Poleanca nappe
-  Čivčin nappe (nappe of the Black Flysch)
-  Tectonic slices in the front of the Crystalline - Mesozoic Zone
-  Post-Austrian overthrusts, scales
-  Austrian nappes
-  Pre-Alpine nappes
-  Inverse faults
-  Faults



# THE JURASSIC-CRETACEOUS BOUNDARY BEDS IN ROMANIA <sup>1</sup>

BY

DAN PATRULIUS <sup>2</sup>, THEODOR NEAGU <sup>3</sup>, EMIL AVRAM <sup>2</sup>, GRIGORE POP <sup>2</sup>

## Résumé

Les couches-limite jurassico-crétacées en Roumanie. Les couches-limite jurassico-crétacées des Carpathes roumaines et de leur avant-pays (plate-forme de l'Europe orientale et plate-forme moesienne) peuvent être groupées en 5 catégories majeures de faciès : (1) calcaires massifs de type Stramberg propres aux plate-formes carbonatées tant du territoire des Carpathes que de l'avant-pays ; (2) calcaires lités micritiques de type Biancone-Majolica, riches en calpionelles, caractérisant des bassins carpathiques relativement profonds, de même que la partie centrale de la plate-forme moesienne ; (3) couches à *Aptychus*, à extension relativement restreinte dans certains bassins ou sillons carpathiques ; (4) séries terrigènes rythmiques de type „préflysch” (principalement périto-carbonaté) ou flysch (à grès plus abondants), caractérisant principalement les zones situées au pied des rides avec socle à l'affleurement ; (5) faciès purbeckiens limités au territoire de l'avant-pays (partie orientale de la plate-forme moesienne ; dépression prédobrogéenne). Quelques coupes représentatives des couches-limite sous faciès de Biancone-Majolica, dont les microfossils et les rares ammonites permettent de tracer la limite Tithonique-Berriasien et Berriasien-Valanginien, sont décrites par les auteurs, et en outre une coupe de la Dobrogea Méridionale dans la série des calcaires berriasiens et valanginiens, riches en foraminifères, qui y surmontent en continuité les faciès purbeckiens. Des anomalies dans la distribution stratigraphique normale des calpionelles sont signalées, dues soit à des slumpings (dans les bassins à faciès Biancone-Majolica), soit à la resédimentation de boues calcaires par courants de turbidité.

En accord avec les conclusions du Colloque de Lyon-Neuchâtel 1973 les auteurs sont d'avis qu'au stade actuel des connaissances la meilleure solution à adopter dans le choix de la limite Jurassique-Crétacé c'est de définir cette limite à la base de la Zone Jacobi-Grandis qui tombe dans l'intervalle d'un changement important dans la composition du nanoplankton.

<sup>1</sup> Received on March 5, 1976, accepted for publication on May 5, 1976.

<sup>2</sup> Institute of Geology and Geophysics, 1 Caransebeş Street, Bucharest, 32.

<sup>3</sup> University Bucharest, Laboratory of Paleontology, 1 N. Bălcescu Street, Bucharest.





In the Carpathian area and the territory of its southern foreland: the Moesian Platform, the stratigraphic interval of the Upper Tithonian-Lower Neocomian displays a multitude of facies. With added differences in thickness and areal stratigraphic gaps, there is a large variety of sections including the Jurassic-Cretaceous boundary beds whose detailed description should require an ample monograph. The present synthetic article on this subject is restricted to an attempt of classifying the different facies, to a brief review of the paleogeographic units and to the description of some of the most characteristic sections of the boundary beds.

### 1. FACIES OF THE BOUNDARY BEDS

The Jurassic-Cretaceous boundary, as traditionally defined, is straddled by five major facies.

**1. Massive light coloured limestones of Stramberg type**, to a small extent bioconstructed (patch-reefs), mostly reef-derived, bioclastic (calcareenites and calcirudites), locally enriched in oolites or debris of echinoderms.

The fauna of these limestones includes, besides corals and hydrozoans (*Ellipsactinia*), a host of nerineids, such pachyodonts as *Diceras beyrichi* (Boehm), *Heterodicerias communis* (Boehm), *Plesiodicerias valfinense* (Lor.), some stout or short-stemmed crinoids (*Pseudosaccocoma*, *Burdigalocrinus*), strong-beaked brachiopods, numerous crustaceans (*Ataxiids*, *Galatheids* and *Dromiacea*) of which several species persist into the Lower Barremian offering one the most impressive example of species-survival (some 18 mil. y.). The limestones with *Heterodicerias communis* also contain scarce ammonites such as: *Haploceras staszycii* (Zeuschner), *H. elimatum* (Oppel), *H. tithonium* (Oppel), *Neoglochicerias leiosoma* (Oppel), *N. caracktheis* (Oppel), *N. cristifer* (Zittel), *Berriasella oppeli* (Kilian), *Fauriella carpathica* (Zittel), *Malbosicerias chaperi* (Toucas) and species of *Himalayites*, *Spiticerias*, *Negrelicerias*.

The fact that this facies persists into the Berriasien is indicated in one case by the record of *Spiticerias bulliforme* Uhlig (megabreccia near Purcăreni — East Carpathians; Filipescu et al., 1963) and proved in another two cases by the occurrence of the large, polymorphous variety of *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.) in the micritic matrix of bioclastic limestones or in interbedded micrites (Pleașa olistolith, Borda et al., 1968; Bedeleu Nappe, Dragastan, 1965).

**2. Bedded, light coloured micritic limestones of Biancone-Majolica type**, in some areas cherty (Svinița Zone — South Carpathians), with scarce intraclastic-subnodular or breccia interbeds. These limestones, with typical development in the South Carpathians (Svinița and Reșița Zones), are very poor in macrofossils, their correlation being mainly based





on calpionellids. Their stratigraphic interval covers the Upper Tithonian, the Berriasian (with scarce ammonites) and the Valanginian. Upper Tithonian Biancone limestones are also recorded from the klippen of the Transcarpathian Zone (Poiana Botizei) considered by many geologists to represent the extension in the East Carpathians of the Pieniny klippen Belt. Similar Upper Tithonian-Neocomian micritic limestones cover a large area in the central part of the Moesian Platform.

**3. Aptychus Beds** represented by bedded or massive light-gray, gray-greenish or red to violet marly limestones, sometimes with cherts, and by marly to argillaceous silty shales, with occasionally interbedded calcarenites (as lenses) or rudites. This facies displays a typical development in the Southern Apuseni Mountains, where its thickness reaches some 400 m. It also occurs in the East Carpathians, but in the latter area the variegated hemipelagic rocks are commonly associated, as normal layers or allochthonous interbedded (sheet-sedimentary klippen or mudflows), with rhythmic sequences of sandstones, siltstones and marly to argillaceous shales of "preflysch" to normal Flysch type. Correlation of the Aptychus beds is mainly based on aptychi and calpionellids. The latter are more abundant in light-coloured, slightly argillaceous micrites, but absent or scarce and poorly preserved in the marls. The red marly limestones are frequently rich in Radiolaria.

Except for the upper part of their sequence (Hauterivian) the Aptychus Beds are poor in ammonites and belemnites. According to the aptychi and the calpionellid assemblages the stratigraphic interval covered by this facies ranges from the Upper Kimmeridgian to the Upper Hauterivian.

In the Apuseni Mountains the Aptychus Beds are underlain by red limestones of ammonitico-rosso type (Lupu, 1972) containing typical Kimmeridgian species such as *Taramelliceras compsum* (Oppel) and *Streblites* cf. *tenuilobatum* (Oppel), and in addition *Haploceras elimatum* (Oppel) which first occurs in the Lower Tithonian (Hybonotum Zone). Among the fossils recorded from the Aptychus Beds should be noted: *Laevaptychus* sp., *Lamellaptychus thoro* f. *gracilicostata* Trauth, *L. theodosia* f. *longa* Trauth (Lower-Middle Tithonian), *Calpionella alpina* (dominant) and scarce *Crassicollaria*, *Lamellaptychus murocosta* Trauth and *L. beyrichi* f. *moravica* (Blaschke) (Upper Tithonian), *Calpionellopsis oblonga* and *Lamellaptychus mortilleti* (Pietet et Lorient) (Upper Berriasian), *Lamellaptychus seranonis* (Coq.) and *Olcostephanus* species (Lower Hauterivian)<sup>4</sup>, *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) and *Phyllopachyceras infundibulum* (d'Orb.) (probably only Upper Hauterivian, although these species also occur together in the Lower Barremian), *Haploceras* (*Neolissoceras*) *grasianum* (d'Orb.) which to our present knowledge does not cross the Hauterivian-Barremian boundary.

<sup>4</sup> Some small *Rugiferites*-like specimens (inner whorls) have been recorded as *Subastieria sulcosa* (Pavlov).





Richer and more numerous assemblages of aptychi and calpionellids have been recorded from the Aptychus Beds of the East Carpathians (Turculeț, 1963, 1964, 1971; Turculeț and Grasu, 1965, 1967, 1968, 1969, 1971; Grasu, 1973; Grasu and Turculeț, 1973; Patrulius et al., 1969; Săndulescu, 1973, 1975). Unfortunately for correlation purposes, Turculeț and Grasu misused the term "Aptychus Beds" (applying it also to the rhythmic sequences of "Preflysch" or Flysch type which overlay the Aptychus Beds proper or alternate with the latter rocks) and gave collective lists of fauna, so that in most cases it is difficult to learn from their papers what assemblages of aptychi and calpionellids belong to each of the mentioned facies. In their conclusions they didn't consider the possibility that, at least, some of the Aptychus Beds layers could be allochthonous with respect to the rhythmic sequences and also overlooked the emendation brought by Durand-Delga and Gasiorowski (1970) to the zonal scheme of aptychi distribution first used by the latter author (1959). Thus, about the stratigraphic interval covered by the Aptychus Beds from the East Carpathians, a debate ensued which is still in course. One of the main points of controversy concerned the stratigraphic distribution of *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) and *Lamellaptychus beyrichi* (O p p e l) which Turculeț and Grasu first considered not to cross the upper boundary of the Jurassic and persisting into the Berriasian, as opposed to one of the present authors (D. Patrulius) who repeatedly pointed out that both aptychi species occur together in the Berriasian (Patrulius, 1954, 1957; Popescu and Patrulius, 1964; Patrulius et al., 1969), a fact confirmed by the emendation of Gasiorowski's scheme and proved in the case of the Aptychus Beds from the East Carpathians by calpionellid correlation.

The Aptychus Beds proper of the East Carpathians represent a distinct lithostratigraphic unit with respect to the associated rhythmic sequences of "preflysch" or Flysch type, covering probably the Upper Kimmeridgian and certainly the Tithonian and the Berriasian up to the Calpionellopsis zone. This formation includes at least 4 Aptychus-zones:

(1) with *Laevaptychus* and large *Lamellaptychus* gr. B [*lamellosus* (P a r k.), *sparsilamellosus* (G ü m b e l)]; this assemblage from Mount Criminiș (Hăghimaș syncline) best correlates with the one of zone V in Gasiorowski's scheme (Kimmeridgian); a similar assemblage has been found in the red massive silty marls of Mount Chicera (Hăghimaș syncline) which underlie the Lunca Formation and differ to some extent from the Aptychus Beds proper as they include lenses of marly limestones with *Saccocoma*, numerous brachiopods and ammonites whose assemblage with *Aspidoceras acanthicum* (O p p e l), *Taramelliceras* cf. *trachynotum* (O p p e l) and *Streblites frotho* (O p p e l) is representative of the pre-Beckeri Kimmeridgian;

(2) with abundant laevaptychi (including *Obliquuslaevaptychus*) and in addition *Lamellaptychus* gr. A. [*rectecostatus* (P e t e r s) and *beyrichi*





(Oppel) with varieties] as well as *Punctaptychus punctatus* (Voltz); this assemblage from the Brateş Stream (Hăghimaş syncline) best correlates with zone VI 1  $\beta$  in Gasiorowski's scheme (Lower Tithonian), but further south the Aptychus Beds also yielded a Middle Tithonian ammonite assemblage (Dinu and Matei, 1972) including *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.) [pl. 2 fig. 8, sub *P. feddeni* (Wagen)], *Haploceras* (*Haploceras*) *elimatum* (Oppel) in Zittel (pl. 2, fig. 6), *Parapallasiceras* cf. *praecox* (Schneid) [pl. 1, fig. 1, 2, sub *Berriasella praecox*], ? *Richterella* sp. [pl. 1, fig. 4, sub *Berriasella* cf. *subrichteri* (Ret.)], *Virgatolimoceras* sp. [pl. 2 fig. 7, sub *Simoceras* (*Nebroditis*) *broilli* Schneid] and since diverse aspidoceratids are still present in the Semiforme zone (sensu Enay et Geyssant, 1975) we may assume that zone VI 1  $\beta$  also covers the lower part of the Middle Tithonian;

(3) with large and diverse punctaptychi [*punctatus* (Voltz) with varieties and *monsalsensis* Trauth], *Lamellaptychus rectecostatus* (Peters) and *L. beyrichi* (Oppel); this assemblage, from the core of the Pojorita anticline (east of the Rarău syncline), with punctaptychi, but without laevaptychi or lamellaptychi comparable to *L. studeri* (Ooster) or to *L. submortilleti* Trauth best correlates with zone VI 2  $\alpha$  in Gasiorowski's scheme (Upper Tithonian, maybe also uppermost Middle Tithonian);

(4) with *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *L. aff. studeri* (Ooster), *L. mortilleti* (Pictet), in one case (Valea Mare — Hăghimaş syncline) correlated with a calpionellid assemblage including the large variety of *Tintinnopsella carpatica* (Murg. et Fil.), *Calpionellopsis oblonga* (Cadisch) and typical *Calpionella elliptica* Cadisch (base of the Upper Berriasian).

Another calpionellid assemblage found in the Aptychus Beds proper, but only in the allochthonous patches of the Hăghimaş syncline is the one of the Alpina Zone. From the Aptychus Beds of the Rarău syncline Săndulescu (1973) records in addition an assemblage of the Crassicollaria Zone and another one of Calpionellopsis Zone, both identified in red marly limestones.

Similar to the Aptychus Beds is a siliceous formation of the Southern Apuseni Mountains, the so-called "siliceous violet complex" (Lupu and Lupu, 1964; Borda, 1972) consisting of violet argillites interbedded with red Radiolarian-jaspers and also including some thin bands of marly limestones with calpionellids, as well as layers of basic cinerites 2—5 m thick. This siliceous formation is underlain by white calcarenites to calcirudites (Străuţi Formation in the present paper), interbedded with more or less frequent layers of gray-greenish micritic limestones and marly shales, the later locally also violet. The calpionellids of the lower formation (*Crassicollaria* sp., *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *Tintinnopsella carpatica*, *T. longa*), mostly found in the grains of the calcarenites, point to a Lower Neocomian age (Middle — Upper Berriasian). Thus we may assume that the upper formation, which still contains badly





preserved calpionellids in its lower part (Bordea, 1972), is Upper Berriasian-Valanginian in age.

Another formation comparable to the Aptychus Beds proper is represented by the Carhaga "Beds" of the Persani Mountains (East Carpathians). This formation which occurs only as olistoliths embedded in a Barremian-Lower Bedoulian olistostrome has yielded some indisputable Tithonian ammonites and several rich cephalopod assemblages characteristic of the Berriasian, the Valanginian and the Hauterivian. Unfortunately, the beds are so distorted and sheared by the tensional forces born during the displacement of the olistostrome that some doubt still subsists about the original sequence of the different ammonite-bearing beds. Of much help in its reconstruction have been the calpionellid assemblages. The reconstructed sequence (Patrulius et Avram, 1976) includes the following members: (1) light coloured, locally also pink to red marls and marly limestones with some cherts and with interbedded endostratic breccia, conglomerates to breccia with pebbles of crystalline schists, thin layers of bentonite; (2) light gray or pink marls with interbedded marly limestones and with small lenses of calcarenites; (3) bedded white calcarenites with brown cherts; (4) gray-bluish marls with some glauconite and light gray to white marly limestones rich in calpionellids; (5) soft gray marls. Member 1 and 2 are Upper Jurassic in age (may be except for the top of member 2); member 3 and 4 are Berriasian in age and member 5 covers the Valanginian and the whole Hauterivian (may be also the base of the Barremian). An isolated outcrop exposing some 2 m thickness of the top of member 2 has yielded a most remarkable assemblage including, besides Lytoceratids and Phylloceratids, such species as *Haploceras* (*Neoglochiceras*) *carachtheis* (Zeuschner), *Semiformiceras* sp. ex gr. *S. fallauxi* (Oppel) in Zittel, *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *P. cf. lorioli* (Zittel), large *Punctaptychus punctatus* (Voltz), *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel) with varieties and *L. gr C* (?) aff. *L. aplanatus* (Gill.). There is no evidence of discontinuity in the sequence of the exposed beds which seem to include at least the Jacobi zone (Uppermost Tithonian in the classic chronostratigraphic scale). Thus we have to consider the possibility that *Semiformiceras* lived longer than generally assumed. Member 4 contains the richest Berriasian fauna recorded until now from the Carpathians. Among the older ammonites of this fauna (Jacobi-Grandis Zone) are to be noted: *Pseudosubplanites ponticus* (Ret.), *Berriasella* (*B.*) *paramacilenta* Maz., *B. (B.) oppeli* (Kilian), *B. (B.) berthi* (Toucas); next to them comes *B. (B.) privasensis* (Pictet) and allied forms as well as *Malbosiceras paramimounum alutense* Patrulius and Avram (in the Elliptica zone), *M. persanense* Patrulius and Avram, *Fauriella gauthieri* Le Hegarat, *Jabronella* n. sp. ex gr. *J. jabronensis* (Maz.), the Kilianella-like microconch *Hegaratia* assumed by Patrulius and Avram to be the male partner of *Corongoceras*, the couple *Substreblites* (*Substreblites*) *zonarius* (Oppel) — *S. (Cyrtosiceras) macrotelus* (Oppel), several *Spiticeras*,





*Negrelliceras* and *Kilianiceras*. *Dalmasiceras* is extremely rare, *Neocosmoceras* and "Tirnovella" species seem to be absent. The aptychi assemblage, at least up to the top of the Elliptica Zone includes such forms as: *Punctaptychus punctatus* (V o l t z) as middle to small-sized specimens, *Lamellaptychus beyrichi* with several varieties [among which f. *moravica* (B l a s c h k e)], *L. mortilleti* f. *radiata* S t e f a n o v, *L. mortilleti-noricus* T r a u t h. The identified calpionellid assemblages are: (1) with *Calpionella alpina* (almost exclusively) and very rare *Crassicollaria* (Alpina Zone); (2) with frequent *Calpionella elliptica* besides *C. alpina* and not very abundant *Tintinnopsella carpatica* in the marls with *Malbosciceras paramimounum alutense* (Elliptica Zone); (3) with abundant *Tintinnopsella carpatica*, rare *C. alpina* and fairly numerous *Calpionellopsis simplex* and *C. oblonga* (lower part of the Calpionellopsis Zone). Thus we may assume that some of the younger Berriasian ammonites found in the Carhaga Valley are not only from the Privasensis Zone but also from the Picteti-Malbosi Zone (sensu A l l e m a n n, W i e d m a n n, G r ü n, 1975). In any case should be pointed out that no berriasellid strictly characteristic of the Picteti-Malbosi Zone or of the Calisto Zone (middle and upper part of the Boissieri Zone sensu L e H e g a r a t, 1971) has been found so far <sup>5</sup>.

The Valanginian cephalopod assemblage of member 5 includes species of *Protancyloceras*, *Kilianella*, *Neocomites*, *Spitidiscus* (!), *Bochianites oosteri* (S a r. et S c h ö n d.), *Lamellaptychus herthae* (W i n k.); the one of the Lower Hauterivian: *Bochianites oosteri* (S a r. et S c h ö n d.), species of *Spitidiscus* and *Plesiospitidiscus*, *Eleniceras transylvanicum* (J e k e l i u s), *Pseudobelus bipartitus* (d' O r b.) and the one of the Upper Hauterivian: *Acrioceras* (*Paraspinoceras*) *jourdani* A s t., *A. (P.) pulcherrimum* (d' O r b.), *A. (Protacrioceras) ornatum alpinum* S a r k a r, *Crioceratites emerici* L e v. (!) and *Barremites* sp. aff. *B. difficilis* (d' O r b.) — aff. *B. strettostoma* (U h l i g) together with *Haploceras* (*Neolissoceras*) *grasianum* (d' O r b.) and *Lamellaptychus angulocostatus* f. *radiata* T r a u t h.

The fact that in the beds with *Paraspinoceras jourdani* and *Crioceratites emerici* no species of *Pseudothurmannia* has been found and that the same beds contain *Haploceras* (*Neolissoceras*) *grasianum* which is not represented in the rich *Pseudothurmannia* Zone-assemblage of the Dîmbovicioara Couloir (P a t r u l i u s et A v r a m, 1976 b) suggests that the sequence of the Carhaga Formation ends with the topmost Hauterivian and does not include the base of the Barremian as formerly assumed by P a t r u l i u s and A v r a m (1976 a).

4. Rhythmic terrigenous rock-sequences of „preflysch” and Flysch type straddling or supposed to straddle the Jurassic-Cretaceous boundary

<sup>5</sup> A possible explanation is that the calcarenitic member 3 instead of underlying the Lower-Middle Berriasian marls, as previously assumed by D. P a t r u l i u s and E. A v r a m, overlies them in the normal sequence, covering the time interval corresponding to the upper part of the Picteti-Malbosi Zone and the Calisto Zone.





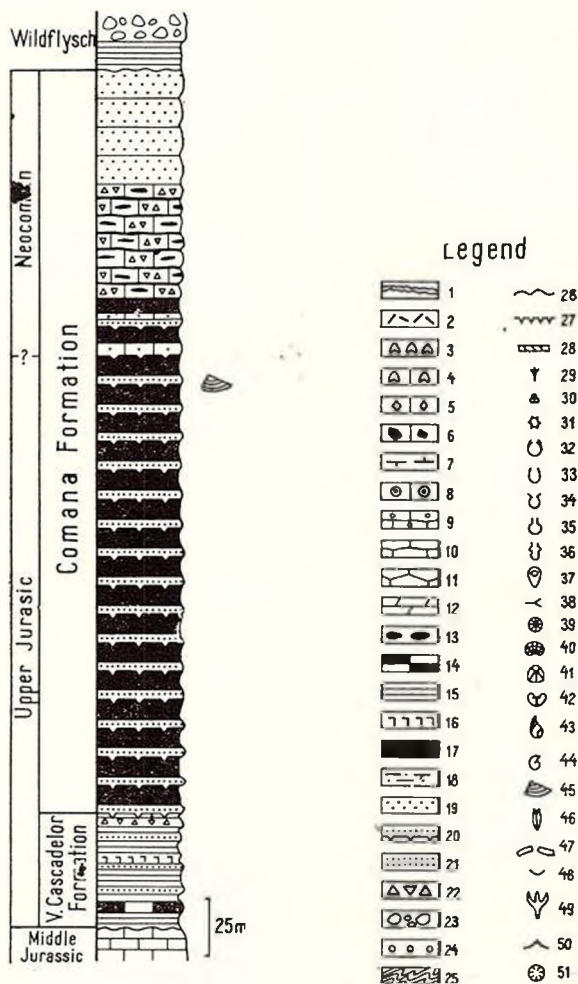


Fig. 1. — Generalized lithological column of the Valea Cascadelor and Comana formations.

Legend (common for all the text — figs): 1, laminitic dolomite; 2, thick bedded and massive dolomites; 3, anhydrite and gypsum; 4, anhydritic limestones; 5, micritic limestones with dolomite rhomboedrae; 6, micritic limestones with lithoclasts of crystalline schists and allodapic calcarenites; 7, massif bio-constructed and reef-derived, bioclastic limestones; 8, oolitic limestones; 9, granular intraclastic and pelletal limestones (packstones and grainstones); 10, micritic  $\pm$  intraclastic and pelletal limestones (mudstones and wackestones); 11, nodular and subnodular limestones; 12, marls, limy marls and marly limestones; 13, cherts; 14, jaspers; 15, argillitic  $\pm$  siliceous shales, occasionally cherty; 16, benthonitic clay; 17, marly and argillaceous shales, clays and soft marls; 18, marly or argillaceous siltstones; 19, glauconitic sandstones and sands; 20, graded sandstones; 21, sandstones; 22, calcarenites with allodapic limestone grains; 23, tilloid conglomerates; 24, conglomerates and gravels; 25, crystalline basement; 26, erosion surface; 27, hardground; 28, dasycladaceans; 29, codiaceans; 30, Foraminifera; 31, Radiolaria; 32, Calpionellites; 33, Calpionellopsis; 34, Tintinnopsella; 35, Calpionella; 36, Crassiacollaria; 37, Spongia; 38, Spongia spicules; 39, corals; 40, hydrozoans; 41, brachiopods; 42, pachyodonts; 43, gastropods; 44, ammonites; 45, aptychi; 46, belemnites; 47, coproliths (including *Favreina*); 48, ostracods; 49, short stemmed crinoids; 50, *Saccocoma*; 51, echinoderms (various).



are represented by the Comana, Lunca, Pojorita and Sinaia formations in the East Carpathians; the Valea Mare Formation in the Apuseni Mountains (Finiş Nappe of the Codru Nappe-System), formerly described as Sinaia „Beds” (Păucă, 1941).

The Comana Formation (Fig. 1) is outcropping along the northern border of the small crystalline Girbova Massif in the southern Pârşani Mountains (Paleoautochthon), underlying a Barremian-Lower Bedoulian olistostrome (Subparautochthon) which in its turn supports large outliers of the Transylvanian Nappe-System built up of Triassic and Jurassic rocks (Allochthon), or directly the Upper Bedoulian conglomerates and limestones of the postectonic cover (Neoautochthon). This formation has been formerly described (Patrulius, Popa, Popescu, 1966) as the “Green calcarenitic Flysch” and incorrectly considered to be only Neocomian in age. It is underlain by an unconformable red argillitic and silty formation (Valea Cascadelor Formation in the present paper), 10–60 m thick, with some interbeds of red argillaceous jaspers, coarse greenish sandstones, calcarenites to calcirudites; it includes in addition a centimetric layer of bentonite. This red formation may be best compared with the Upper Jurassic member 1 of the Carhaga Formation. As shown by interbedding of red and greenish argillaceous-silty rocks there is a gradual passage to the overlying Comana Formation. The latter reaches some 350 m in thickness and is divisible into 3 members, namely in ascending order: (1) a rhythmic sequence of gray-bluish or gray-greenish argillaceous to marly silty shales 2–40 cm thick; thicker sandstone beds display parallel lamination or cross current-bedding; hieroglyphs are mostly bioglyphs; scarce interbeds of marly slightly silty limestones are also present; (2) calcarenites 5–20 cm thick, with lentiform to stratiform cherts, rich in *Spongia* spicules and in Foraminifera (mainly miliolids), interbedded with greenish argillaceous shales; (3) thick-bedded to massive calcareous sandstones at the top of the formation. From the lower member Turculeţ and Grasu (1973) recorded *Lamellaptychus lamellosus* (Park.) and *L. lamellosus* f. *solenoides* (Rüpp.). In the upper part of the same member R. Enay found thick-shelled specimens of *Lamellaptychus* aff. *murocosta* Trauth with rather large, roofed intercostal funnels. According to Durand-Delga and Gasiorowski (1970) both *Lamellaptychus lamellosus* and its variety *solenoides* persists into zone V (Lower-Middle Kimmeridgian), but are no more present in zone VI 1  $\alpha$  (Upper Kimmeridgian) where typical punctaptychi first occur. On our side we have some grounds to assume that *Lamellaptychus lamellosus*, as well as the related *L. sparsilamellosus* (Gümbel), persists above the Pseudomutabilis Zone, into the Upper Kimmeridgian if not also into the Lower Tithonian, as shown by some other records from the East Carpathians (Turculeţ, 1964, 1971; Patrulius, 1969). Thus as no other aptychi have been found in the lower member of the Comana Formation we are still in doubt if it is only Tithonian in age or also includes the Kimmeridgian in its lower part. On the other hand there is no paleontological evidence to prove that the Comana Formation strad-





dles the Jurassic-Cretaceous boundary, but a Neocomian age of its upper part is most likely since the calcarenitic-cherty member represents a perfect match to the Berriasian calcarenitic member of the Carhaga Formation.

The Lunca Formation proper of the Central East Carpathians (Hăghimaş syncline and bordering external anticlinal zone) is underlain by a Bathonian?-Lower Tithonian? argillaceous silty brown-weathering formation with some cherty layers in its upper part (Antaluc Formation in the present paper) or, in some restricted areas, by Aptychus Beds and overlain by an unconformable Upper Hauterivian?-Barremian gritty-calcareous and calcarenitic flysch (Salamaş Formation in this paper). As "Lunca Beds" have been originally described (Patrulius et al., 1965) both the Lunca Formation proper (Săndulescu, 1968) and the underlying Antaluc Formation, but the former and the associated Aptychus Beds are unconformable with respect to the latter. The Aptychus Beds occur not only just below the Lunca Formation but also as interbedded layers at two higher levels ("Intermediate" and "Middle" Aptychus Beds); a third still higher layer of Aptychus Beds occurs locally between the Sălămaş Formation and the basal tilloid conglomerate of a younger Wildflysch Formation (Fig. 2). As shown by their aptychi and calpionellid assemblages at least the "Middle" and "Upper" Aptychus Beds are allochthonous with respect to the sequence of detrital rocks with which they appear interbedded. The Lunca Formation proper consists of an alternation of centimetric marly siltstones and sandstones, marly and argillaceous-marly shales, and slightly argillaceous centimetric to decimetric micritic limestones, some with fucoids of *Chondrites* type. All these rocks are light coloured. Scarce interbeds of dark-gray calcarenites to calcirudites also occur. Locally a basal conglomerate is present and in the uppermost part — light coloured, black or variegated silicolites rich in Radiolaria. The Aptychus Beds underlying the Lunca Formation (Antaluc anticline) are at least Lower Tithonian in age if not even older.

From the lowermost part of the Lunca Formation (Mount Chicera) Săndulescu (1975) records a calpionellid assemblage of the Crassicolaria Zone, with very frequent *Crassicolaria massutiniana* (Colom). The calpionellid assemblage of the "Intermediate" Aptychus Beds (Patrulius et al., 1969) as well as the one of micritic limestones close to the base of the Lunca Formation (Patrulius et al., 1969; Săndulescu, 1975) points out an Upper Berriasian age (specimens of *Tintinnopsella carpatica* transitional to *T. longa*, typical *Calpionella elliptica*, *Calpionellopsis oblonga*, *C. simplex*). The top of the formation, with *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) and *L. cf. seranonis* (Coquand) (Patrulius et al., 1969) and with *Peregrinella peregrina* (Buch) (Grasu, 1970) is Hauterivian in age.

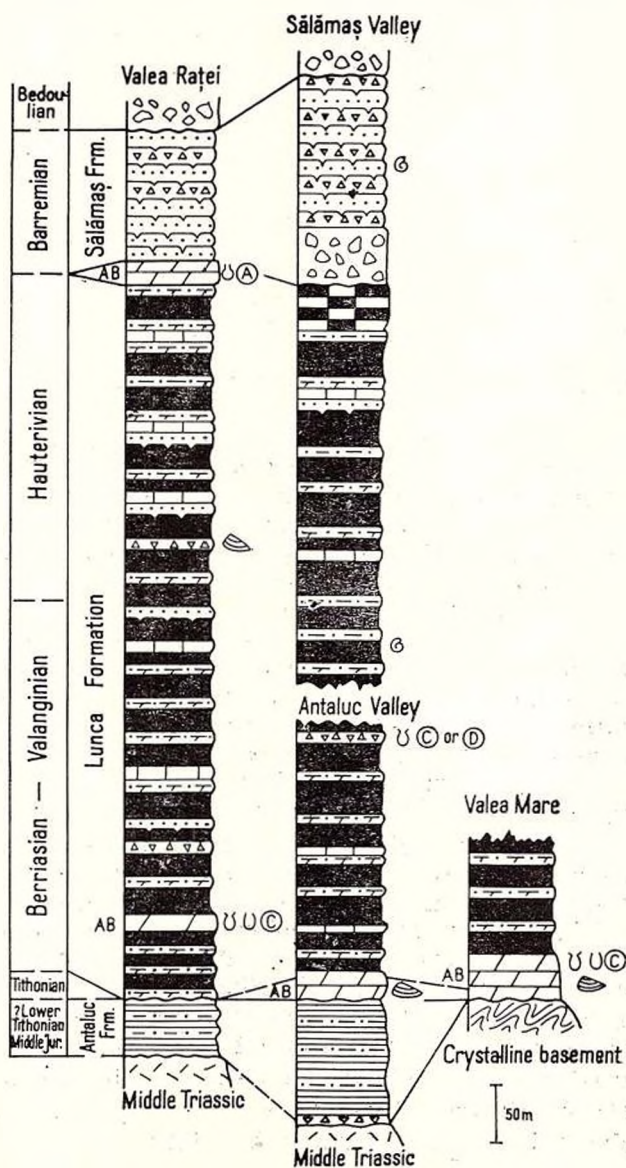
The Pojorîta Formation, some 300 m thick, has been first described by Săndulescu (1973), under the name "Pojorîta Beds", as distinct lithostratigraphic unit with respect to both the Aptychus Beds and the Lunca Formation. This unconformable formation, proper to the





Rarău area (northern East Carpathians), is underlain by Middle Triassic dolomites or younger jaspers and overlain by a conformable calcarenitic cherty formation, or directly by conglomerates and massive sandstones (Muncelu conglomerates) considered to be Neocomian in age [Valanginian or Lower Hauterivian; in any case older than overlying pebble-marls with *Pseudobelus bipartitus* (d'O r b.)]. It consists of rhythmic alternations of

Fig. 2. — Lithological columns of the Lunca Formation (type section: Valea Raței) and associated „Aptychus Beds” (A B); A-Alpina Zone; C-Calpionellopsis Zone; D-Darderi Zone. Legend as in figure 1.





quartzose to slightly calcareous sandstones and marly to argillaceous silty shales, or of silty to sandy slightly argillaceous limestones, micritic limestones, some with cherts, calcschists and marly-argillaceous shales mainly greenish, some also red. Scarce interbeds of calcarenites and of siliceous black argillites are also present. In some areas a basal variegated member composed of red sandstones and red or greenish micaceous siltstones and silty shales can be distinguished. The paleontological evidence points to an Upper Jurassic-Middle Berriasian age of this formation. Following aptychi assemblages have been recorded from the Pojorita Formation (Turculeț, 1964): (1) with *Lamellaptychus curtus* f. *macarovicii* Turculeț, *L. lamellosus*, *L. sparsilamellosus*, *L. beyrichi* f. *fractocosta* (Izvorul Alb) and in addition *L. lamellosus solenoides* (Rüpp.) (recorded by Săndulescu, Tomescu, Iva — 1976, in press); (2) with *Lamellaptychus lamellosus*, *L. sparsilamellosus*, *L. rectecostatus*, *L. beyrichi* with several varieties and diverse punctaptychi (Valea Seacă); (3) with *Lamellaptychus beyrichi* (Dealul Pietros); in addition Săndulescu (1973) records from the upper part of the formation an assemblage with *Calpionella alpina*, *C. elliptica* and *Tintinnopsella carpatica*, no younger than the Middle Berriasian. That leaves open the question if the calcarenitic-cherty formation overlaying the Pojorita Formation is not Berriasian in age. As concerns the first mentioned aptychi-assemblage if we consider it to point out an age older than the Upper Tithonian as assumed by Turculeț who assigns it to the Upper Oxfordian-Lower Kimmeridgian it is surprising why neither this assemblage, nor the next one with abundant punctaptychi does include any representative of the laevaptychi. Thus we are tempted to consider that these assemblages are younger than the Semiforme Zone (sensu Enay and Geyssant 1975), an assumption in flagrant contradiction with the stratigraphic distribution assigned to *Lamellaptychus lamellosus* and *L. sparsilamellosus* by Durand-Delga and Gasiorowski (1970). Two explanations are to be considered: (1) the absence of aspidoceratids in the Pojorita Formation, if the latter includes the Kimmeridgian and the Hybonotum and Semiforme zones, is controlled by ecologic factors, or (2) the *Lamellaptychus lamellosus* and *L. sparsilamellosus*-bearing ammonites lived longer than generally assumed. In the latter case the lower part of the Pojorita Formation might not be older than the Middle Tithonian.

The Sinaia Formation, commonly recorded as Sinaia "Beds" (Teisseyre, 1905), is one of the most characteristic Mesozoic flysch formations of the Carpathians. Its rock sequence, several thousands of meters thick, displays many lithological features in common with the Cieszyn (Teschen) Formation of the West Carpathians. First considered to be only Neocomian in age, the Sinaia "Beds" have yielded lately paleontological evidence for deposition in the time-interval running from the Upper Tithonian to the Lowermost Barremian. The division of this mighty formation in several members meets considerable difficulties for two reasons: (1) the Sinaia "Beds" have been subjected to intense tectonic stress as shown by isoclinal folds with axial cleavage in the deepest parts of their





rock-sequence, innumerable drag-folds in its higher parts (except for the top), dissociation of sandstone beds in the intervals with dominant shales, imbricated structure; (2) there are facies variations both along and across the strike. From the stratigraphic point of view, the Sinaia "Beds" have been best studied in the southern part of the East Carpathians (Zamura Anticlinorium). In this area their rock-sequence has been divided by one of us (Patrulius, 1969) into Lower, Middle and Upper Sinaia "Beds", the latter being first described as passage beds to the overlying Comarnic "Beds" (Mrázec et al., 1912). Subsequently the passage beds have been included in the Comarnic "Beds" (Murgeanu, 1930; Patrulius, 1952) and later on attached, as top member, to the Sinaia "Beds" (Murgeanu et Patrulius, 1959). In fact the Upper Sinaia (or Lower Comarnic) "Beds" share in common with the Sinaia "Beds" proper light coloured micritic limestones (calcilutites) and with the Comarnic "Beds" proper the stratonimic features (centimetric sandstones and dominant light-gray weathering shales) as well as breccia or conglomerate interbeds. In any case should be pointed out that the fauna of these beds includes such forms as: *Lamellaptychus angulocostatus* (Peters) with varieties, *Crioceratites* sp. ex gr. *C. andersoni* Sarkar, *Psilotissotia malladae* (Nickles), several species of *Pulchellia*, *Hamulinites*, *Leptoceratoides*, *Karsteniceras* and in addition *Peregrinella peregrina* (Buch).<sup>6</sup> This Upper Hauterivian-Lower Barremian lithostratigraphic unit has been less affected by tectonic stress than the underlying beds (Patrulius, 1969; Ștefănescu, 1973), a fact explainable by the intervention of the austro-alpine diastrophism. It is the main reason why two of the authors of the present paper (Patrulius and Avram) are actually inclined to include the so-called Upper Sinaia "Beds" in the Comarnic Formation.

The rest of the Sinaia Beds, i.e. the Sinaia Formation proper, is grosso-modo divisible into two members: (1) the lower one with pelitic shales and micritic slightly argillaceous or detrital sandy limestones dominant; (2) the upper one with calcareous sandstones and shales dominant over the micritic limestones (original definition of Lower and Middle Sinaia "Beds"). But should be noted that on one hand the upper part of the lower member appears locally enriched in sandstones and on the other hand the lower part of the upper member — enriched in limestones. Thus in some areas three members instead of two can be distinguished (calcareous-shally flysch, calcareous-gritty flysch and gritty flysch; Avram, 1976 a, c). Of much help for lithostratigraphic correlation of the sections are some peculiar interbeds which systematically occur in the interval embracing the top of the lower calcareous-shally member and the base of the upper calcareous-gritty or gritty member, namely: (1) micritic limestones with chert bands and lenses; (2) calcschists or micritic thin bedded limestones with interbedded greenish and red marly shales; (3)

<sup>6</sup> Found by M. Ștefănescu in the beds with *Lamellaptychus angulocostatus* east of the Bucegi Massif (oral communication).





greenish and red argillaceous, to some extent, slightly metamorphic shales (Azuga "Beds") associated with red jaspers rich in Radiolaria and greenish quartzolites, as well as with small lenses of spillitic mafic rocks (Patrulius, 1969; Ștefănescu, 1973; Avram, 1976a, c). The same stratigraphic interval and higher levels of the upper member have yielded several assemblages of calpionellids. The oldest one, from the upper part of the lower member, includes: *Calpionella alpina* (dominant), *Crassicollaria massutiniana*, *Cr. intermedia*, *Cr. brevis* (top of the *Crassicollaria* Zone). In the assemblages of the passage beds from the lower to the upper member (including the beds above the first level with cherty limestones), *Calpionella alpina* (dominant) is associated either with *C. elliptica*, or with large *Tintinnopsella carpatica* or with both and with questionable *Remaniella cadischiana*. We may thus assume that the boundary between the two members is straddled by the interval embracing the Alpina and Elliptica Zones, the lower part of the upper member being Lower to Middle Berriasian in age. Assemblages from higher levels (Ștefănescu and Ștefănescu, 1970) include *Calpionellopsis oblonga*, large *Tintinnopsella carpatica* and specimens transitional to *T. longa* (Upper Berriasian-Lower Valanginian). There are no calpionellids in the uppermost part of the Sinaia Formation. The micritic, more or less argillaceous, limestones of both members contain in addition Radiolaria, Spongia spicules and seldom small benthonic Foraminifera. At least some of the limestones in the upper part of the rock-sequence are derived from *Nannoconus* muds.

Macrofossils are extremely rare: belemnite rostra and punctaptychi have been recorded from the calcareous-shally lower member; *Lamellaptychus didayi* (Coq.), *L. cf. seranonis* (Coq.), *Peregrinella peregrina* (Bush), from the upper part of the gritty-calcareous upper member (Lower Hauterivian). Calpionellid correlation of the Sinaia Formation is not as simple as may be assumed by one considering that the calpionellid-limestones are common pelagic sediments. In the case of this formation the normal stratigraphic distribution of calpionellids appears to have been perturbed either by reworking of calpionellid-bearing micrites as shown by some detrital sandy limestones or by resedimentation of calcareous muds of pelagic origin as pointed out by calcilutite beds with flute-casts or with silt laminae incorporating agglomerations of calpionellids and Radiolaria. Resedimentation of muds of pelagic origin is the only sound explanation for some anomalies in calpionellid distribution such as large *Tintinnopsella carpatica* occurring together with abundant *Crassicollaria* and *Calpionella alpina*.

The Valea Mare Formation is proper to the Finiș Nappe of the Codru Nappe-System (northern Apuseni Mountains). This formation, some 1000 m thick, is underlain by Kimmeridgian or Oxfordian-Kimmeridgian micritic limestones, unconformably overlying red bioclastic Pliensbachian limestones. The micritic limestones (with protoglobigerinids) grade upwards into a rhythmic rock-sequence composed of dark gray sandy and argillaceous limestones, gray and greenish marls, dark silty argillaceous shales and sandstones, the latter in increasing amount towards





the upper part which consists of an alternation of decimetric coarse sandstones and subordinate shales. From the greenish marly and argillaceous silty shales in the lower part of the sequence a rich aptychi-assemblage has been obtained (Turculeț and Grasu, 1968) including: *Laevaptychus latus* f. *taxopora* Trauth, *Lamellaptychus rectecostatus* (Peters), *L. beyrichi* (Oppel) and its variety *fractocosta* Trauth, *L. cf. lamellosus* (Park.) and diverse punctaptychi. This assemblage best correlates with zone VI 1  $\gamma$  (Middle Tithonian) from Gasiorowski's zonal scheme. From a higher level, with slightly argillaceous limestones, a calpionellid assemblage has been recorded, including *Calpionella alpina* (dominant) and *Tintinnopsella carpatica* (subordinate). Just above, another bed has yielded *Lamellaptychus mortilleti* (Pictet et Lorient) a species which seems to be restricted to the Upper Berriasian. From the upper gritty part of the formation *Lamellaptychus* cf. *seranonis* (Coq.) has been recorded, the latter species pointing to a Lower Hauterivian age.

The Upper Tithonian-Neocomian pre-Flysch to Flysch formations of the Carpathian territory offer a broad field of speculations on events and rates of sedimentation. In the case of the Sinaia "Beds", assuming that the time interval of their deposition (Upper Tithonian-Hauterivian) lasted some 18 mil. y., that the whole sequence (including the limestone beds) consists almost exclusively of turbidites and that events causing turbidite flows happened once in a thousand year, for an average thickness of 20 cm per turbidite bed, the total thickness of the sediments would be 3600 m, a figure very close to the actual thickness of the Sinaia "Beds". But if we consider that the coarse load of the turbidite flow settles down in no more than 20 days, then the total duration of very active sedimentary process amounts to only 1000 years, that means 0.0055% from the whole time-interval of deposition. Of course, during two turbiditic flows deposition of pelitic material from suspension must have been a continuous process, but we have good reasons to assume that the pelicular deposit formed by this process of deposition in 1000 years has been removed by the next turbiditic flow and incorporated in its proper load.

5. The fifth major facies assumed to straddle the Jurassic-Cretaceous boundary in Rumania is the **Purbeckian facies** which includes evaporitic and brackish deposits. Chara assemblages at some levels point to freshening environment, but until now no fresh water molluscs have been recorded. The Purbeckian facies covers a large area in the eastern part of the Moesian Platform (Fig. 3), namely in the eastern part of the Rumanian Plain (Patrulius, 1964) and in South Dobrogea (Băncilă, 1973). Vestiges of this facies have also been recorded from the territory of the Rumanian Carpathians: Chara-limestones overlying Neocomian bauxites and Upper Tithonian limestones of Stramberg facies in the Northern Apuseni Mountains; *Chara* and *Actinoporella* rich marly limestones in the Hăghimaș Nappe (Săndulescu, 1975) in an otherwise normal marine sequence of marly rocks with *Berriasella* cf. *privasensis*





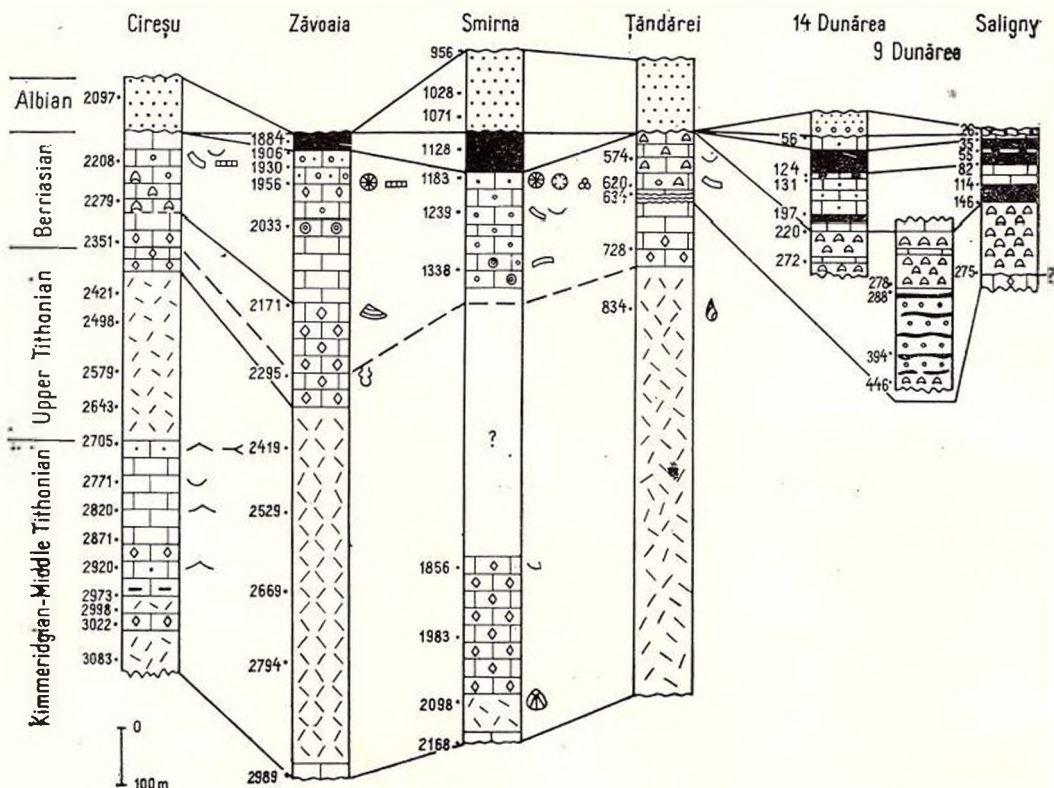


Fig. 3. — Correlated lithological columns of drill-holes in the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the eastern part of the Moesian Platform (Rumanian Plain and South Dobrogea). Legend as in figure 1.

(Pictet), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.) (Grasu, 1970) and in addition *Kilianella* sp. identified by one of us (Patrulus).

In the eastern part of the Rumanian Plain the Upper Jurassic rock-sequence, some 700 m thick, either (1) consists almost exclusively of massive dolomites (Tândărei and Zăvoaia drill-holes) or (2) includes a lower dolomitic member, a middle calcareous-micritic member with abundant *Saccocoma* in its upper part and an upper dolomitic member (Cireșu drill-hole and maybe also Smirna drill-hole). In both cases the dolomites are overlain by micritic limestones with disseminated or clustered dolomite rhombohedrae. The latter, most characteristic member is spread all over the territory of the Rumanian Plain and south of the Danube where it grades into white massive dolomites. In the westernmost part of the Moesian Platform this member overlies massive limestones with typical Stramberg fauna (Corlățel drill-hole) and further to the east — micritic limestones with *Calpionella alpina*, being overlain by micritic limestones



with abundant large *Tintinnopsella carpatica*. In the central part of the same unit, where the whole sequence of the Upper Jurassic-Neocomian consists almost exclusively of micritic and pelmicritic limestones (with protoglobigerinids and *Saccocoma* in the lower part), it is underlain (some 100 m below) by beds with abundant *Calpionella alpina* and not as frequent *Crassicollaria intermedia* and overlain by beds with abundant large *Tintinnopsella carpatica* and scarce specimens of *T. longa*. Its proper Calpionellid assemblage includes: *Calpionella alpina* (abundant), *Tintinnopsella carpatica* and *Remaniella cadischiana* (Salcia drill-hole). Judging from these rock-sequences, the micritic member with dolomite rhombohedrae is at least in part, Berriasian in age. But in the eastern part of the Moesian Platform it may be also Upper Tithonian in age (D r ă g ă n e s c u, 1976) as shown by some cores with badly preserved *Crassicollaria* specimens (Zăvoaia drill-hole). The next members in the Eastern part of the Rumanian Plain are in ascending order: (1) micritic limestones, some with oolites or intraclasts, and in addition abundant coproliths (*Favreina salevensis*), ostracods, dasycladacean algae (*Actinoporella*) as well as nodules or veins of anhydrite; (2) bioclastic calcarenites with some quartz-grains, the bioclasts being fragments of corals, bryozoans, algae, echinoids; (3) clays and marls, more or less siltic, light-gray, greenish and locally red, without marine fauna (oligohaline maybe also freshwater facies). In one case (Tândărei drill-hole) the coprolithic and anhydritic limestones of member 1 are underlain by laminitic dolomites suggestive of an inter- to supertidal environment. The Purbeckian facies in the eastern part of Rumanian Plain reaches some 300 m in thickness.

In South Dobrogea the rock-sequence in Purbeckian facies, some 400 m thick, is underlain by Upper Jurassic carbonate formations of Suabian type and overlain by Valanginian, Hauterivian and Barremian limestones strongly reminding by their fauna the equivalent ones of the Jura Mountains. This rock-sequence is divisible into two formations: (1) the lower one, reaching some 260 m in thickness, consists of anhydrites, anhydritic limestones and marls or clays with interbedded oolitic or calcarenitic-bioclastic limestones; locally this formation is in its turn divisible into two members, the lower one — conglomeratic with interbedded marls and clays, the upper one — carbonatic and anhydritic; (2) the upper formation, reaching some 150 m in thickness, is composed of dominant light-gray, greenish or red-violet marls and clays and of subordinate limestones, some oolitic or arenaceous with 5 to 25% terrigenous material; some beds of this variegated, brackish-marine formation are rich in ostracods.

## II. PALEOGEOGRAPHIC OUTLINES OF THE CARPATHIAN AREA AND ITS FORELAND DURING THE UPPER TITHONIAN AND THE NEOCOMIAN

For the end of the Jurassic and the beginning of the Cretaceous, the reconstructed paleogeographic picture of the territory embracing the Carpathian area, the Moesian Platform and the East-European Plat-





form within the borders of Rumania (Fig. 4) looks like a mosaic of carbonate-platforms, basins and troughs (Patrulus, 1972). Of course, the original picture has been much distorted and blurred by subsequent orogenies which resulted in considerable overthrusts but the essential fact remains that neither before, during the older Jurassic, nor later on, during the Middle and Upper Cretaceous, has been topography so varied and facies so diverse.

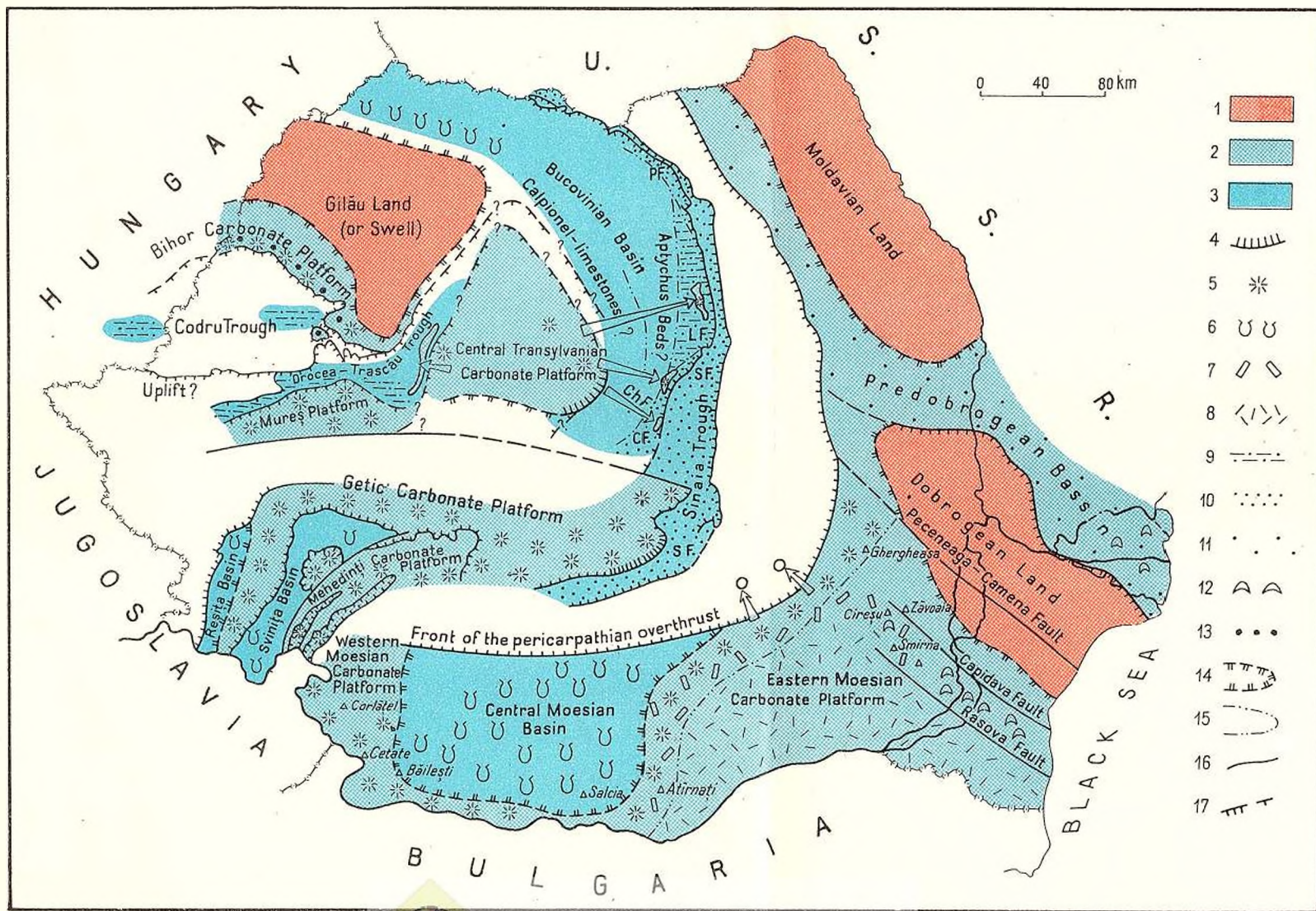
**1. Moesian Platform.** According to facies distribution the territory of the Moesian Platform embracing the Rumanian Plain, Central and South Dobrogea is divisible into three major paleogeographic units: (1) a western carbonate platform, (2) a central basinal area and (3) an eastern carbonate platform. In the area of the western Moesian Carbonate-Platform (Fig. 5) the Upper Jurassic rock-sequence includes in its upper part 300 to 400 m of reef-derived bioclastic and to a small extent bioconstructed limestones with Stramberg fauna, directly overlain in the south (Cetate drill-hole) by micritic and intraclastic-pelletal limestones, at least 175 m thick, rich in Foraminifera (among which miliolids and *Trocholina* species), *Cayeuxia* nodules and small coproliths; in the north (Corlăţel drill-hole) — by some 40 m of micritic limestones with dolomite rhomboedrae (assumed to be Berriasian in age) underlying limestones with Foraminifera. The latter are similar to the Kaspitchan Limestone of north Bulgaria. In the zone transitional to the central Moesian Basin, the upper part of the Tithonian rock-sequence consists, on some 120 m thickness, of micritic limestones with *Calpionella alpina*, interbedded with oolitic and bioclastic limestones containing brachiopods and echinoderms; the Neocomian rock-sequence, at least 150 m thick, is composed only of micritic limestones with dolomite rhombohedrae, in their lower part, with a calpionellid assemblage dominated by large *Tintinnopsella carpatica*, higher up (Băileşti drill-hole).

In the central Moesian Basin the Upper Jurassic-Neocomian rock-sequence includes almost exclusively limestones of alpine type, such as Kimmeridgian-Lower and Middle Tithonian ammonitico-rosso and Upper

Fig. 4. — Upper Tithonian-Berriasian schematic Paleogeography of the Carpathian area and its foreland, modified by contraction during subsequent orogenies and by horizontal displacement along major faults. 1, land (or swell in the Carpathian area); 2, shallow water; 3, deep water; 4, foreslope of carbonate platform; 5, reefs and reef-derived bioclastic calcarenites; 6, calpionel-lime muds; 7, coprolithic lime muds (Berriasian); 8, dolomites (Upper Tithonian) and dolomitic limy muds (Upper Tithonian-Berriasian); 9, Aptychus Beds and rhythmic mainly pelitic and  $\pm$  carbonatic sediments ("preflysch"); 10, rhythmic arenitic pelitic and  $\pm$  carbonatic sediments (Flysch); 11, variegated sands and clays; 12, gypsum; 13, bauxites (Neocomian) on coralgal limestones (Tithonian); 14, boundaries of major paleogeographic units (land areas, Carbonate platforms, basins and troughs); 15, boundaries of facies zones within major paleogeographic units; 16, major faults with assumed horizontal displacement of the bordering tectonic units; 17, overthrusts (reverted faults to nappe-contact); SF — Sinaia Formation; CF — Comana Formation; LF — Lunca Formation; PF — Pojorita Formation; ChF — Carhaga Formation.







Institutul Geologic al României



Tithonian-Neocomian micritic limestones of Biancone-Majolica type, with calpionellids in their lower part, with abundant *Spongia* spicules, *Radiolaria* and cherts in their upper part. Towards the eastern Moesian Carbonate Platform the micritic Tithonian limestones rapidly grade into massive reef-derived and bioconstructed limestones of Stramberg type, the latter building a fringing zone, rather narrow in the south, but enlarging towards the north. Farther towards the east the Tithonian limestones are progressively replaced by dolomites which reach their most important development in the easternmost part of the Rumanian Plain and in South Dobrogea. The Purbeckian facies of the eastern Moesian Carbonate-

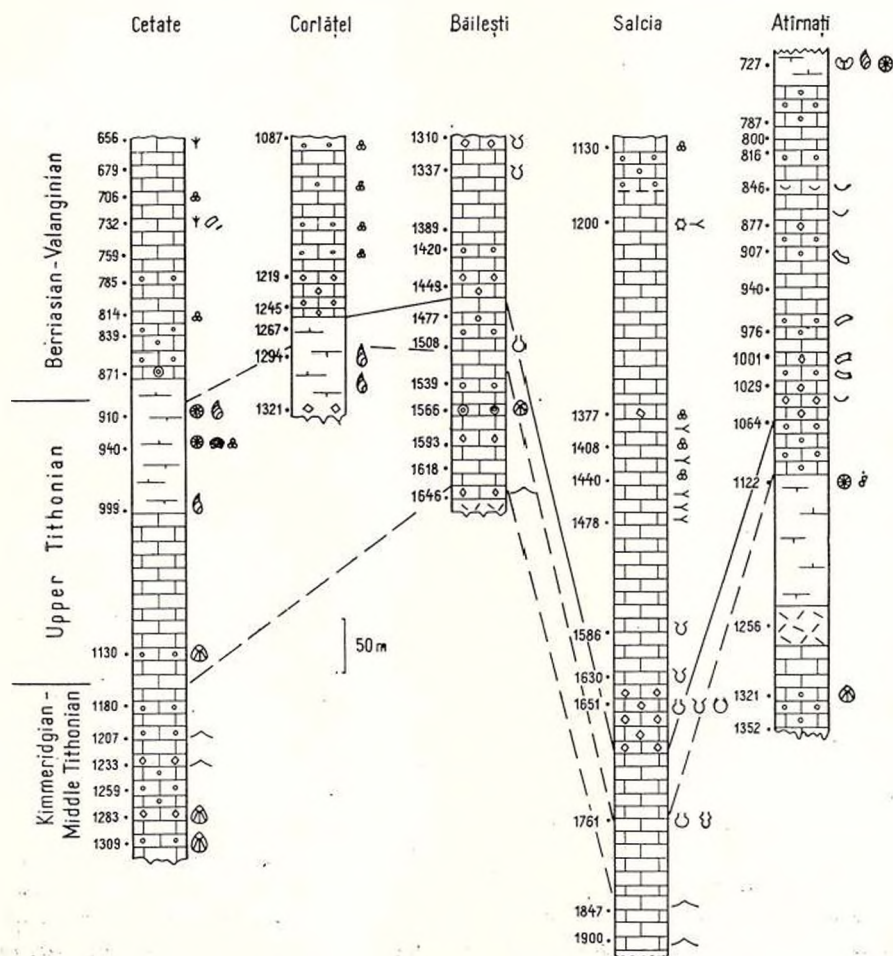


Fig. 5. — Correlated lithological columns of drill-holes in the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the western and central part of the Moesian Platform. Legend as in figure 1.



Platform covers not only the fringing zone with Tithonian reefal limestones, but also part of the dolomitic area. In the fringing zone it is almost exclusively represented by coprolithic limestones (Atirnați drill-hole). Further on towards the east, approaching Dobrogea, these limestones enrich in anhydrite-nodules, the evaporitic deposits reaching their maximum development in South Dobrogea.

**2. The East-European Platform.** To the west and south-west the East-European Platform borders with the wide Predobrogean Basin whose Mesozoic rock-sequence dives to the south under the overthrusting North Dobrogean Chain and to the west — under the pile of the Carpathian Flysch Nappes. The Mesozoic rock-sequence of this basin is known only from bore-holes drilled in the area of the Danube Delta, the adjacent territory of the Soviet Union (Sliușar, 1971), the northern part of East Carpathian foreland and the adjacent Carpathian area (Patrulus and Chiriac, 1965). According to Sliușar, on the territory of the Soviet Union bordering with the Danube Delta, the Vișnevsk Formation (Vișnevskaiia Suita) which overlies several formations assigned to the Oxfordian is divisible into two members. The lower one, 70 to 360 m thick and assumed to be Kimmeridgian in age, consists in ascending order of : (1) oolitic, oncolithic and sandy-argillaceous limestones, (2) dolomites associated with dolomitic clays, siltstones and sandstones, (3) gypsum and anhydrite with interbedded dolomitic clays. The upper one, 500—700 m thick and assumed to be Tithonian in age, is composed of variegated clays, siltstones, sands and sandstones, with interbedded gravels and conglomerates. On the territory of the Danube Delta, Oxfordian-Kimmeridgian limestones and clays with interbedded marly limestones, or directly Middle Jurassic argillaceous and marly shales, are uncomfortably overlain by a 350—600 m thick detrital, variegated formation, comparable to the Vișnevsk Formation and consisting of more or less silty to arenaceous clays and marls, with interbedded sands and sandstones, some calcareous, dolomitic, gypsiferous or anhydritic, and locally also with interbeds of anhydrite. Because of its uncomformable position this formation was assigned to the Lower Cretaceous.

Under the East Carpathian Flysch Nappes of northern Moldavia the Mesozoic rock-sequence on the outer the border of the Predobrogean Basin includes in ascending order : (1) micritic limestones with gypsum ; (2) micritic limestones with Foraminifera and clasts of dasycladacean algae (*Actinoporella*, *Salpingoporella*), (3) bioclastic calcarenites with Foraminifera among which miliolids ; (4) variegated sandstones ; (5) Upper Cretaceous micritic to some extent argillaceous, limestones with Foraminifera and *Pithonella ovalis*. The lower, some 130 m thick limestones have, been considered to be Upper Jurassic in age, the microfacies in the upper part of their sequence being similar to the common one of the reef-derived limestones of Stramberg type. As between these limestones and the overlying variegated sandstones no transition could be detected the





latter, some 75 m thick, have been provisionally assigned to the Lower Cretaceous. But, at present, in the light of improved knowledge about the Purbeckian facies of the Moesian Platform and similar facies in Southern Poland, we think that the formerly assumed ages ought to be reconsidered. Based more on regional lithostratigraphic correlation than on the meagre available paleontological record, we actually incline to consider that both the detrital-evaporitic formation from the Danube Delta area and the whole rock-sequence including the limestones and the overlying variegated sandstones from northern Moldavia are not older than the Middle Tithonian and not younger than the Upper Berriasian.

**3. Carpathian area.** From the Moesian Platform northwards the next paleogeographic unit is the Mehedinți Carbonate-Platform which covers the southern part of the Danubian Autochthon. We assume that this unit represents only an extension of the western Moesian Carbonate-Platform, both having in common Upper Jurassic dolomites. From the upper part of the Jurassic rock-sequence *Clypeina jurassica* has been recorded (Pop, 1973) as well as scarce calpionellids (*Calpionella alpina* and *Crassicollaria* cf. *intermedia* above the level with *Clypeina jurassica*; *Calpionella alpina*, *C. aff. elliptica* and very scarce *Tintinnopsella carpatica*, the latter assemblage pointing to an Uppermost Tithonian-Lowermost Berriasian age). The massive limestones and dolomites are overlain by Lower Berriasian bedded micritic limestones (with *Calpionella alpina*, *C. aff. elliptica*, very scarce *Remaniella cadischiana* and *Crassicollaria parvula*).

To the west and north-west the Mehedinți Carbonate-Platform borders with the Svinița Basin the latter covering both the eastern Feneș-Presacina Zone (Năstăsescu, 1975) and the western Svinița Zone of the Danubian Autochthon. Southwards the Svinița Basin extends into the western Balkan (Salaș Syncline). In the latter area, the Biely Mel section, examined by one of us (Patrulius), exposes Lower Tithonian red Saccocoma-limestones directly overlain by Berriasian light coloured micritic limestones with *Tintinnopsella carpatica* and *Remaniella cadischiana* and higher up with *T. carpatica* and *Calpionellopsis oblonga*. As characteristics of the Jurassic-Cretaceous boundary-beds of this basin should be noted: (1) abundance of chert modules in the micritic limestones of Biancone-Majolica type, (2) intraclastic limestone interbeds whose clastic material seemingly derives from the shallower bordering zones, (3) intraformational slumpings, (4) stratigraphic gaps resulting either from slumping or from wash-outs by bottom currents. Judging from the fact that the Upper Tithonian-Berriasian limestones are very poor in cephalopods and almost completely devoid of benthonic Foraminifera (except for the intraclastic beds) and that the slumpings point to a rather steep eastern slope of the basin we may assume that deposition took place on bottoms reaching several hundreds of meters in depth.





Most Carpathian geologists following the interpretation given by Codarcea (1940) assume that the Svinița Basin, was primarily bordered towards the inner side of the Carpathian Arc by a narrow trough from which the Azuga and Sinaia "Beds" of the Severin Nappe were squeezed out. Next to it comes the quite large Getic Carbonate-Platform, covering (from west to east): (1) the crystalline basement of the Semenic Mountains; (2) the large outliers of the Getic Nappe overthrust on the Danubian Autochthon and the Severin Nappe [massive white limestones with *Ellipsactinia* on the crystalline schists of the Porțile de Fier (Iron-Gates) outlier]; (3) the southern part of the Poiana Ruscă crystalline massif (limestones with *Cladocoropsis mirabilis* Felix and large benthonic Foraminifera in the Rusca Montană Basin); (4) the crystalline basement of the Sebeș Mountains (massive reef-derived limestones with *Ellipsactinia* in the Hațeg Basin); (5) at least the southern part of the crystalline Făgăraș Massif (Vinturarița); (6) the crystalline basement of the Leaota Massif (limestones of Stramberg type with *Ellipsactinia*, corals, large pachyodonts and nerineids in the Piatra Craiului Massif, the Dimbovicioara Couloir, the Piatra Mare-Postăvaru Massif and, as olistoliths, on the western slope of the Bucegi Massif).

At least in the eastern part of the Getic Carbonate-Platform (Dimbovicioara Couloir; surroundings of Brașov; southern part of the Bucegi Massif) sedimentation was interrupted after the end of the Tithonian, as shown by disconformable Lower Hauterivian limestones and marls directly overlying the massif limestones with Stramberg fauna (including Upper Tithonian ammonites) or older members of the Upper Jurassic rock-sequence.

To the west the Getic Carbonate-Platform borders with the Reșița Basin. In the latter the Jurassic-Cretaceous boundary beds are represented by a seemingly uninterrupted rock-sequence of micritic limestones, marly limestones and marls ranging from the Middle Tithonian to the Valanginian, with some intraclastic interbeds in the lower part and scarce chert nodules in the marly upper part (Upper Berriasian-Valanginian). As in the case of the Reșița Basin, scarcity in cephalopods (no macrofossils have been recorded from the Upper Tithonian limestones) and benthonic Foraminifera points to deposition at rather considerable depths.

At its eastern end the Getic Carbonate-Platform borders with the Sinaia Trough in which the main body of the Sinaia "Beds" accumulated under a regime of very rapid sinking of the bottom if not even rifting. With regard to the bathymetric conditions of deposition in this trough should be noted that the Upper Tithonian-Valanginian rocks are almost completely devoid of cephalopods in contrast with similar preflysch to Flysch formations [Tithonian flysch of the Krajstids in west Bulgaria; Czeszyn (Teschen) Formation of the Polish and Slovakian Carpathians] and that benthonic Foraminifera are only present in detrital arenaceous limestones or calcareous sandstones, as well as in micritic limestones whose sedimentary features points to redeposition of primary sediments from shallower environments. As shown by many olistoliths from the upper





part of the Sinaia Formation the talus bordering the Getic Carbonate-Platform towards the Sinaia Trough must have been quite steep and subjected to faulting during the foundering of the trough bottom. The edge of the platform is fringed by a rather narrow belt of bioconstructed and coarse bioclastic Stramberg limestones which on their outer side grade into a rhythmic sequence of thick-bedded limestones. The lower part of each bed consists of biosparite with abundant *Trocholina alpina* and *Pianella pygmaea* (G ü m b e l), its upper part — of micrite or pelmicrite with abundant *Calpionella alpina*. In embayments of the platform edge and on its talus micritic limestones represent the dominant rocks.

To the north-west, i.d. towards the interior of the Carpathian area, the Getic Carbonate-Platform borders with another basin in which deposition took place at more or less considerable depth: the Bucovinian Basin with varied and instable bottom topography as shown by diversity in facies of its scattered outcrops including olistoliths embedded at several levels of the Neocomian and Barremo-Bedoulian rock-sequence. Along the outer border of the basin the Jurassic-Cretaceous boundary beds are represented by the detrital rhythmic Comana, Lunca and Pojorita Formations, as well as by Aptychus "Beds" proper. Based on the occurrence at higher levels of sheet-sedimentary klippen composed of Aptychus "Beds", we may assume that the latter also covered a more internal zone. Should be noted that the pelitic rocks of the Aptychus Beds are rich in Radiolaria but almost completely devoid of benthonic Foraminifera and that local abundance in aptychi contrasts with scarcity in ammonite shells, pointing to rather considerable depth of deposition. Shallower depths are evidenced by the Tithonian-Berriasian fauna of the Carhaga Formation which belongs to the same basin. Aside Calpionellids and abundant Radiolaria, the latter includes abundant benthonic foraminifera, short-stemmed crinoids and ammonite shells almost as numerous as the aptychi. Interbedded breccia of crystalline schists and calcarenites as lenses suggests deposition on a talus slope, may be the one of the more internal Central Transylvanian Carbonate-Platform. A connexion between the Bucovinian Basin and the sedimentary area including the Calpionel-limestones from the Poiana Botizei klippen (Transcarpathian Flysch Zone) seems most likely. That calpionel-limestones may represent another facies of the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the Bucovinian Basin is indicated by the abundance of pebbles of such limestones in the Miocene conglomerates from the north-eastern part of the Transylvanian Depression (A. B a l - t r e ș, oral information).

Most of our knowledge about the central Transylvanian Carbonate-Platform has been supplied by sections of the large tectonic outliers or klippen derived from this paleogeographic unit: the Hăghimaș Nappe (Să n d u l e s c u, 1967, 1975; G r a s u, 1970 a, 1970 b, 1971; D r a g a s t a n, 1975) and the Merești Klippe to the east (East Carpathians), the Bedeleu Nappe (L u p u, 1972), the Cetea-Pleașa (B o r d e a et al., 1968) and Pietrele Cetii (H e r b i c h, 1877) klippen to the east (Apuseni





Mountains). In the latter mountains, the massive limestones with Stramberg fauna from the Turda Gorges (Nițulescu, 1937) represent another fragment of the same carbonate platform.

In the Hăghimaș Nappe the Upper Jurassic massive limestones, reaching some 500 m in thickness and with rich Stramberg fauna, are grading upwards into thin bedded micritic limestones, marly limestones and marls, with interbeds of calcarenite. Aside scarce Middle Berriasian and Valanginian ammonites (Grasu, 1970, 1971, unfigured), abundant gastropods<sup>7</sup> and bivalves, the fauna of these strata also includes: *Anchispiracyclina* (only in the lower part), *Everticyclammina virguliata* (Koechlin), *Rectocyclammina chouberti* (Hott.) (in the upper part), *Feurtilia frequens* Maync, *Torinosuella peneropliformis* Yabe and Hanz. Scarce calpionellids are also present. Their assemblages are characteristic of the Elliptica Zone (with *Calpionella alpina*, typical *C. elliptica* and large *Tintinnopsella carpatica*) and the Calpionellopsis Zone (sensu Allemann et al., 1975) (with *Calpionellopsis simplex* in the lower part, with *Lorenziella dacica* Fil. et Dragastan, beside *Remaniella dadayi* in the upper part). No break in sedimentation could be traced within the Uppermost Tithonian-Valanginian sequence of micritic limestones and marls although the occurrence of *Favreina cuvillieri* Brön. at several levels and of characeans (the latter at the top of the sequence) is suggestive of an intra-Neocomian uplift.

In the Bedeleu Nappe, at the top of the massive limestones of Stramberg type (with *Tintinnopsella carpatica* recorded by Dragastan, 1966 and by Lupu, 1972) a post-Berriasian break in sedimentation is evidenced by a breccia layer. A better paleontologic evidence for such a break has been supplied by the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the large Cetea-Pleașa olistolith (Bordea et al., 1968; Lupu, 1972), but should be noted that the massive to bedded Upper Jurassic rock-sequence of this olistolith, with its dominant micritic limestones and chert bands, represents a facies transitional from carbonate-platform to basinal environment. In stratigraphic ascending order (geometric reversed) next to (1) reef-derived bioclastic calcarenites rich in *Trocholina alpina* and *T. elongata*, comes (2) a level with the same species of Foraminifera and in addition *Calpionella alpina* (in the micritic matrix), than (3) micritic

<sup>7</sup> The list of the gastropods includes *Leviathania leviathan* (Pict. et Camp.), but the middle-sized and rather high-spined specimens figured by O. Dragastan (1975, pl. 6 fig. 1, 2, 6, 7) seem to represent a different form. Large naticid specimens have been recorded as *L. leviathan* from the massive limestones of the Hăghimaș Nappe (C. Grasu, 1970 b) and from some klippen of the Apuseni Mountains (Bedeleu, 1966). Similar forms have also been found in limestones of Stramberg type (Miocene megabreccia of Sarea lui Buzău, East Carpathians), the latter being comparable to „*Purpuroidea*” *subnodosa* Roemer from the Tithonian Ernstbrunn limestones. In the Apuseni Mountains, *Leviathania leviathan* and some cephalopods pointing to a Valanginian age (Dragoș, oral communication), have been found in bioclastic limestones of typical Stramberg facies.





limestones with *Trocholina elongata* (quite abundant), *Tintinnopsella carpatica* and scarce *Calpionellopsis*, (4) a thin layer of breccia consisting of pink and yellowish limestones, some with scarce specimens of *Tintinnopsella carpatica* transitional to *T. longa*, (5) a 1 m thick bed of red micritic and oomicritic limestone with *Hedbergella* and a rich Lower Hauterivian assemblage of brachiopods, gastropods, bivalves, echinoids, belemnites and ammonites (numerous *Crioceratites*, as well as species of *Valdedorsella*, *Olcostephanus*, several *Phylloceratids* and *Lytoceratids*), (6) a several meters thick member of red argillaceous-marly shales and gray-greenish or violet marly limestones. The whole sequence reaches some 250 m in thickness. We may assume that the sedimentation was perturbed during or at the end of the Valanginian, more likely by the action of currents sweeping the steepening bottom and by sliding of talus scree, than by subaerial erosion after a general emersion.

Another carbonate-platform or only the south-western extension of the Central-Transylvanian one is the Mureş Carbonate-Platform, whose ophiolitic basement is covered by some 300 m thick Upper Jurassic limestones. Many olistoliths and large klippen, such as the Vilcan Klippe, have been derived from this carbonate cover. Its oldest known member consists of red Oxfordian limestones with ammonites (Vilcan Klippe). To the rest the carbonate-cover is build up of massive gray, white or creamy limestones with sporadic cherts and local abundant Stramberg fauna including numerous nerineids (Căprioara Limestone), pachyodonts, corals, hydrozoans. There is no paleontological evidence that these limestones straddle the Jurassic-Cretaceous boundary.

Towards the north the Mureş Platform borders with the Drocea-Trascău Trough. The Tithonian-Neocomian or only Neocomian formations characteristic of this trough are: the *Aptychus* "Beds", the red silicolitic Crişului Alb (White Criş) Formation (*sensu stricto*), the calcarenitic-calciruditic Străuţi Formation and detrital mainly pelito-siltic shally and to some extent rhythmic formations (Papiu, 1953), with interbedded abundant clastics of mafic rocks.

In the western part of the trough (Drocea-Criş), close to the Mureş Carbonate-Platform, the basal member of the rock sequence is represented by the Străuţi Formation<sup>8</sup> and according to Papiu (1956) also by conglomerates consisting both of mafic rocks and bioclastic limestones of Stramberg type. Since the micritic limestones interbedded with the calcarenites and the calcirudites of the Străuţi Formation contain Upper Berriasian calpionellids we may assume that the neighbouring Mureş Carbonate Platform has been subjected to uplifting towards the end of Berriasian, supplying with coarse detrital sediments the bordering trough.

In a zone nearer to the central part of the trough, where the calcirudites accumulated on the talus thin out, bedded micritic limestones with *Calpionella alpina*, associated with marly limestones and marls (Papiu, 1953) point to an Early Berriasian or even earlier opening of the trough,

<sup>8</sup> Described by S. Bordea (1972) as lower member of the Crişului Alb Formation.





as in the eastern part of the same paleogeographic unit (Kimmeridgian Ammonitico-rosso in the Trascău Mountains).

North of the Drocea-Trascău Trough comes an area devoid of Upper Jurassic-Lower Cretaceous rocks. As shown by the unwrapping of the Biharea and Upper Codru Nappes (Vascău, Moma-Arieșeni and maybe also Dieva Nappe) this area must have been originally more than 100 km wide and we may assume that part of it was uplifted during the Upper Jurassic-Neocomian.

Next to the hypothetical Highiş Uplift comes another trough: the Codru Trough, corresponding to the territory of the Finiș Nappe. The Jurassic-Cretaceous boundary beds of this paleogeographic unit are represented by the detrital rhythmic Valea Mare Formation. As shown by its poor fauna including calpionellids, aptychi and very scarce ammonite shells and by the fact that its carbonate and pelitic rocks are almost completely devoid of benthonic Foraminifera, deposition in this trough during the Tithonian and the Lower Neocomian must have taken place at rather considerable depth.

The Codru Trough borders to the north and north-east with the Bihor Carbonate-Platform, which represents the fringing platform of the Gilău land-area. The 100 to 300 m thick Upper Jurassic formation of the Bihor Carbonate-Platform includes in its Tithonian part several members (Patrulus, 1972, 1976) namely: (1) the massive light coloured Cornet Limestone mostly reef-derived, with scattered patch-reefs and typical Stramberg fauna including numerous corals, hydrozoans among which *Ellipsactinia*, nerineids, pachyodonts, echinoids and some not very abundant brachiopods, with *Chypeina jurassica* Favre and scarce *Calpionella alpina* in the local micritic matrix (Bordea and Bordea, 1976, in press), (2) the massive oolitic Aștileu Limestone with brachiopods, (3) the dark coloured to some extent bedded, micritic oncolithic Albioara Limestone with *Cladocoropsis mirabilis* Felix in its lower and scarce nerineids in its upper part, (4) coarse bioclastic light coloured reef-derived limestones interfingering with dark coloured pelmicritic or pelisparitic limestones with rather scarce *Calpionella alpina* (Patrulus, 1971). The first three lithostratigraphic units belong to the Bihor Autochthon, the fourth — to the Vălani structural unit (Codru Nappe System). The Cornet and the last-Aștileu limestones are closest to the Gilău land-mass. Next offshore comes the Albioara Limestone. The calpionel-limestones with only restricted distribution in the south of the Bihor Autochthon, point to local openings in a fringing edge barrier, allowing inflow of plankton in the lagoon. That such an edge barrier did actually exist is pointed out by the coarse bioclastic Tithonian limestones of the more internal Vălani Unit. As the latter limestones are associated with calpionel-limestones we may assume that deposition of their reef derived material took place on the talus bordering the more southern Codru Trough.

Close to the end of the Tithonian the Bihor Carbonate Platform was subjected to emersion and subsequent karstic erosion. During the Neocomian, from red soils trapped into karstic depressions, bauxites





evolved. Bauxites and Tithonian limestones are overlain by fresh-water *Chara*-limestones and the latter in their turn by Barremian (may be also older) pachyodont-limestones (with *Requienia minor* Douv. near their base) which display mainly a back-reef facies. Towards the Gilău land-mass the Tithonian limestones are overlapped by the Barremian pachyodont-limestones which come to rest on older Jurassic formations and even on the crystalline basement of the Gilău Massif.

### III. DESCRIPTION OF SELECTED SECTIONS

In order to illustrate the stratigraphy of the Jurassic-Cretaceous boundary beds within the borders of Romania, from the best studied sections and richest in micro- or macrofossils or both, we have selected the ones of the Reșița and Svinița zones (South Carpathians), of the Pre-Leaota Zone (southern part of the East-Carpathians) and of the Cernavodă area in South Dobrogea. The standard zonal scheme we used for ammonite and calpionelid-correlation (Table 1, 2) is the one recommended by the Lyon-Neuchâtel Colloquium on the Jurassic-Cretaceous boundary (1973) with following details and proposed emendations: (1) a three-fold division of the Tithonian which in the opinion of the authors of the present paper is to be retained as last standard stage or better superstage of the Jurassic, comparable as such to the Neocomian, and in the latter case including as stages: the Danubian (*sensu stricto*), the Neuburgian and the Ardesian stages; (2) the base of the Upper Tithonian to be defined by the mass-occurrence of *Crassicollaria*, thus leaving open an interval at the top of the Middle Tithonian to include the last occurrences of *Isterites*, *Pseudovirgatites*, *Zaraiskites* and *Chitinoidea*, the latter together with primitive *Calpionellids*, with poor calcified lorica; (3) the Jacobi Zone, formerly considered as Uppermost Tithonian, united with the Grandis Zone (or the Euxina Zone of the Betic Chains) in a single chronozone, correlable with the whole zone with *Calpionella alpina* (or better Alpina Zone); (4) a three-fold division of the Berriasian, the standard zones in ascending order being: Jacobi-Grandis, Privasensis and Boissieri (the latter including the Malbosi and the Calisto subzones).

#### 1. The Reșița Zone

In the Reșița Zone the Middle Tithonian-Valanginian rock-sequence includes in ascending order the following formations defined by Răileanu et al. (1957): (1) the gray, some 40 m thick Brădet Limestone, with subnodular to nodular structure frequently restricted to the upper part of individual beds; (2) the light-coloured, 100–200 m thick Marila Limestone (Iudina Limestone of Kuderhatsch, 1855) consisting mainly of micritic limestones with interbeds of intraclastic, pelmicritic or dolomitic limestones and very scarce cherts in its lower part, with locally subordinate interbedded marls in its upper part; where micritic limestones alternate with marly beds, the upper boundary of the formation





TABLE 1

Tentative correlation of Tithonian carbonate facies from the Carpathians  
(including Rogoznik) with zonations in Franconia  
(Submediterranean Province) and Southern  
Spain (Mediterranean Province)

Tithonian				Betic Chains Enay and Geyssant (1973) 1975	Franconia Zeiss, 1968 Barthel, 1975	Carpathians			
S-stage	Stage	S-zone	Zones	Ammonite assemblages	Calpionellids				
	Ardescian	Transitorius	Duranguites	<i>Duranguites</i> spp. <i>Paraulac. transitorius</i> <i>Corongoceras</i> <i>Micracanthoceras</i> "Berriasella" gr. <i>moravica</i>	Crassicollaria	<i>Paraulac. transitorius</i> "Berriasella" <i>moravica</i>			
			Micracanthum	<i>Micrac. micracanthum</i> <i>Paraulac. senex</i> <i>Corongoceras</i> spp.		<i>Micrac. micracanthum</i> <i>Paraulac. senex</i> <i>Corongoceras symbolum</i> <i>Corongoceras koellikeri</i> <i>Aulac. fraudator</i> <i>Aulac. eudichotomus</i> <i>Pseudovirg. scruposus</i>			
		?	?	<i>Pronoceras</i>	Zaraiskites				
		Ponti	"Micracanthoceras" <i>ponti</i> <i>Lemencia</i> spp. ( <i>ciliata</i> ) <i>Simoceras volanense</i>	Aulacosphinctes					
		Fallauxi	<i>Semiformiceras fallauxi</i> <i>Richterella richteri</i> <i>Lemencia pseudorichteri</i> <i>Simoceras biruncinatum</i> <i>Virgalosimoceras</i> gr. <i>rothpletzi</i>	Chitinoidea					
	Neuburgian	Bavaricum			Lem. <i>ciliata</i> <i>I. palmatus</i> <i>Pseudolis. bavaricum</i>	Semiform. <i>fallauxi</i> <i>P. planiscutum</i>	Semiformiceras <i>fallauxi</i> <i>Richterella richteri</i> <i>Pseudolis. strambergense</i> <i>Simoceras volanense</i>		
		Semiforme		<i>Semiformiceras semiforme</i> <i>Subplanitoides contiguus</i>	Virgalos. <i>rothpletzi</i> <i>Sublith. penicillatum</i> <i>Simoc. volanense</i> <i>Protancyloceras</i>	Palatinum	Glochiceras <i>verruciferum</i>		
				<i>Paraberriasella</i> spp. <i>Pseudolisoceras bavaricum</i> <i>Lithacoceras</i> spp. <i>Usseliceras</i> spp.				Vimineus	Parastreblites <i>waageni</i>
Danubian	Darwini		<i>Neocheloceras darwini</i> <i>Pseudolisoceras planiusculum</i> <i>Virgalosimoceras albertinum</i> <i>Usseliceras</i> spp. <i>Franconites vimineus</i> <i>Parakeratinites</i> spp.	Mucronatum					
			<i>Hybonotoceras hybonotum</i>						
	Hybonotum	<i>Hybonotella mundulum</i> <i>Pseudolisoceras rasile</i> <i>Aulasimoceras auberti</i>	Hybonotum	<i>Paraling. lithographicum</i> <i>Taram. prolitographicum</i> <i>Streblites folgariacus</i> <i>Hybonotella mundulum</i>					
Kimmeridgian	Beckeri		<i>Hybonotoceras beckeri</i> <i>Hybonot. pressulum</i> <i>Streblites folgariacus</i>	Beckeri		<i>Hybonotoceras beckeri</i> <i>Hybonotoceras pressulum</i> <i>Taramelliceras pugile</i>			

Stramberg facies (Bachmayer, 1958, Le Hégarat, 1971, Książkiewicz, 1974)

Saccocoma

Micritic limestones with

Stramberg facies (Bachmayer, 1958, Le Hégarat, 1971, Książkiewicz, 1974)

Saccocoma

Micritic limestones with





Zonation of the Berriasian and Lower Valanginian in Southern Spain and South-East France





is defined by the uppermost occurrence of the former; (3) the Crivina Marls, reaching some to 250 m in thickness and consisting of an alternation of soft marls and hard calcareous marls, the latter locally with cherts.

From the upper part of the Brădet Limestone (but not the top) a rich ammonite-assemblage has been obtained, first listed by Uhlig (1881) and lately by Aurelia Bădăluț-Năstăseanu (1965<sup>9</sup>, 1975). Among the listed species should be specially noted: *Physodoceras cyclotum* (Oppel), *Subplanitoides contiguus* (Cat.), *Parapallasiceras praecox* (Schneid), „*Lemencia*” *adepts* (Schneid), *L. praerichteri* Donze et Enay, *Virgatosimoceras rothpletzi* (Schneid) and *V. broilii* (Schneid), *Parastreblites circumnodosum gaetanoi* (Font.), *Neochetoceras* sp. ex gr. *N. steraspis* (Oppel). The bulk of fauna is Middle Tithonian in age with added species known from the Lower Tithonian. Should also be noted the composition of the aptychi-assemblage with: *Laevaptychus obliquus* (Quenst.), *Lamellaptychus beyrichi* (Oppel), *L. lamellosus* (Park.). The Marila Limestone straddles the Middle-Upper Tithonian boundary as shown by the first occurrence of *Crassicollaria* species, 30 to 60 m above its base. No Tithonian ammonites have been found in the lower part of the Marila Limestone and only very scarce specimens of berriasellids at two levels of its Berriasian upper part. The next ammonite assemblage obtained from the middle part of the Crivina Marls (east of Glava), listed by Mutihac (1959) and revised by two of the authors of the present paper (Patrulius and Avram), is Upper Valanginian in age. It includes such forms as: *Bochianites neocomiensis* (d'Orb.), *Neocomites neocomiensis* (d'Orb.), *Kilianella* (*Lupovella*?) *biformis* Sayn (sub *Neocomites eucyrtus* Sayn in Mutihac, pl. 6 fig. 10—12), a keeled ammonite to be compared with primitive *Oosterella* species (sub *Neocomites neocomiensis* d'Orb., pl. 7, fig. 2, may be also 3 and 4), small *Subastieria*-like *Olcostephanus* specimens with quite distinct constrictions [sub *Holcostephanus* (*Valanginites*) *bachelardi* Sayn, pl. 6 fig. 1—9]. If poor in macrofouna, the Marila Limestone and the Crivina Marls are on the other hand very rich in planktonic organisms, the sections of these two formations offering perhaps the best conditions in the Rumanian Carpathians for a thorough study concerning the distribution of calpionellids, stomiospherids and nannoplankton in the Jurassic-Cretaceous boundary beds.

The first detailed studies on the calpionellids from the Marila Limestone and the Crivina Marls have been carried out by Filipescu and Dragastan (1963 b), Bădăluț-Năstăseanu and Năstăseanu (1964); and the first correlation between the calpionellid assemblages and the Berriasian and Valanginian ammonite assemblages has been achieved by Mutihac (1964). The *Nannoconus* species from the Crivina marls have been listed by Filipescu and Dragastan (1963 a) and the stomiospherids of the Marila Limestone by Alexandra

<sup>9</sup> Summary of the doctorate thesis: “Stratigrafia regiunii Anina”, University of Bucharest, Faculty of Geology-Geography.





Morariu (1976, in press). One of the authors of the present paper (Pop, 1974) has studied the distribution of the calpionellids in six sections, including the one which yielded Berriasian ammonites (east of Ciclova Montană). The most complete of these sections is the one of the Lindina Mare Valley, north of the Nera Valley in the central part of the Reșița Zone (Fig. 6).

In the Crassicolaria Zone (Upper Tithonian proper of the emended chronostratigraphic scale), two-subzones can be distinguished: the lower one (Intermedia Subzone) with dominant *Crassicolaria intermedia* and not very abundant *C. parvula*; the upper one (Brevis Subzone) characterized by the maximum abundance of *Cr. brevis*. Scarce small-sized specimens of *Tintinnopsella carpatica* occur just above the base of the zone. A slight increase in frequency of this species can be registered towards the top of the Intermedia Subzone.

The stratigraphic thickness of the interval covered by the Crassicolaria Zone varies from 20 to 50 m. It should be noted that intraclastic limestones are more abundant in this interval pointing to higher energy level and thus suggesting that the rather reduced thickness in comparison with the Alpina Zone of the same sections is due to the action of bottom sweeping currents.

The zone with *Calpionella alpina* (better Alpina Zone = zone B in Le Hegarat and Remane, 1968) is divisible into two subzones: the Alpina Subzone (= former B 1) with persistent *Crassicolaria* species of which *C. parvula* is more frequent and *C. massutiniana* only in the lower part, with small sized specimens of *Tintinnopsella carpatica*; the Cadischiana Subzone (former B 2) with its base defined by the first occurrence of *Remaniella* and its top by the explosion of *Calpionella elliptica*, with large and globose specimens of *C. alpina* progressively replacing the small sized specimens, with large-sized specimens of *Tintinnopsella carpatica* replacing the small-sized variety of this species near the top, where *T. longa* also makes its first occurrence. Should also be noted the occurrence of very scarce specimens, comparable to *Remaniella dadayi*. The first level with Berriasian ammonites in the Marila Limestone, namely with *Pseudosubplanites grandis* (Mazénot) and *Berriasella* sp. ex gr. *B. privasensis* (Pictet) is located in the upper part of this subzone. Thus, between the emended lower boundary of the Berriasian and the level with *P. grandis* a rather large interval is left (up to 90 m), the thickness of the Lower Berriasian interval as a whole varying from 70 to 110 m, that means twice to three times as much as the thickness of the Upper Tithonian sensu stricto.

The zone with *Calpionella elliptica* (better Elliptica Zone = zone C in Le Hegarat and Remane, 1968; = *Calpionella elliptica* Zone in Allemen et al., 1975) is not only characterized by the mass-occurrence of *C. elliptica*, but also by the abundance of large sized specimens of *Tintinnopsella carpatica* and in addition *T. longa*, *Remaniella cadischiana* and *R. dadayi*, *Lorenziella hungarica* and *L. plicata* (first occurrence). The





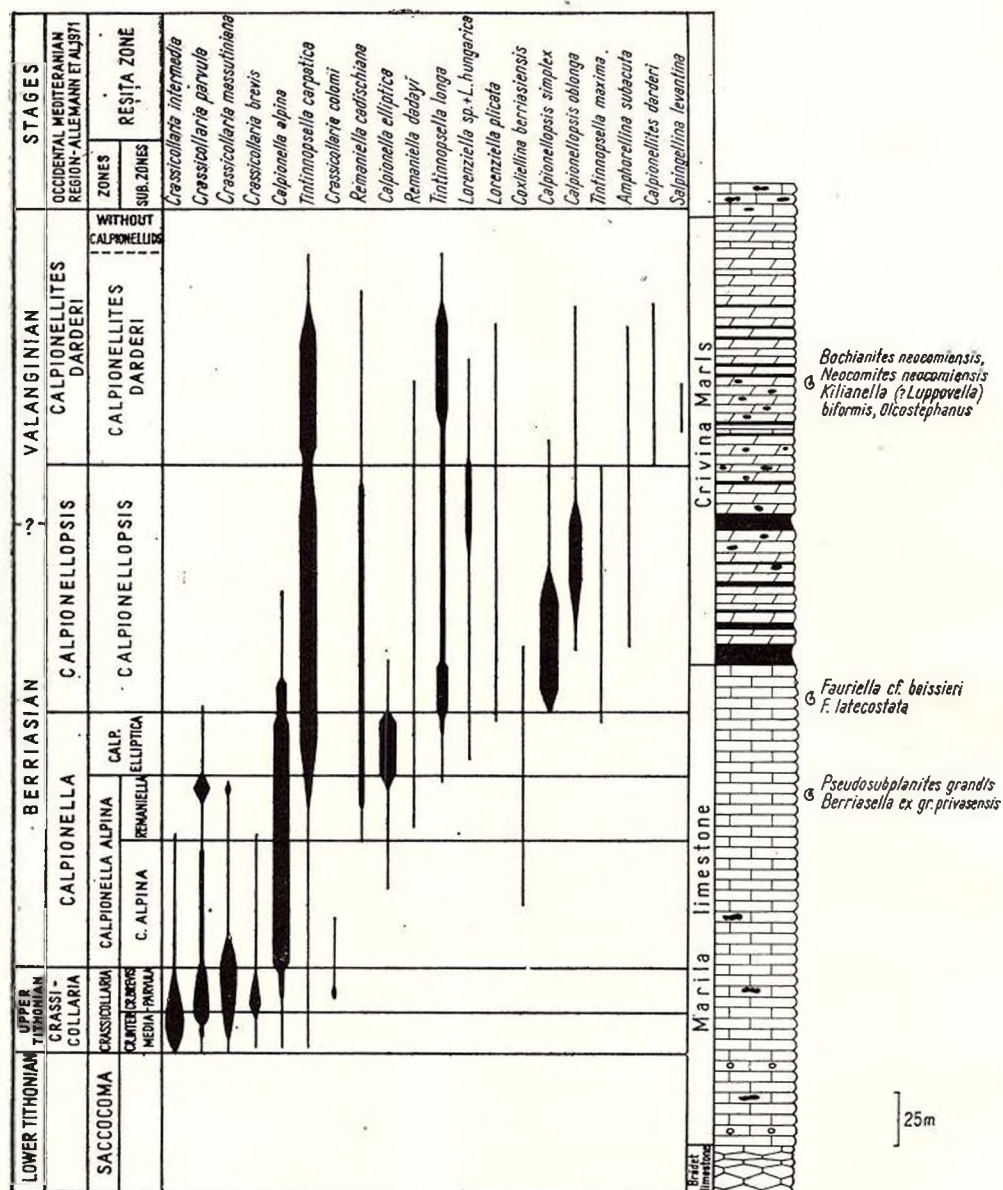


Fig. 6. — Synthetic lithologic column of the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the Reșița Zone. Legend as in figure 1.



stratigraphic interval covered by this zone varies from 20 to 35 m in thickness.

The *Calpionellopsis* Zone (zone D; = Upper Berriasian-Lower Valanginian) covers the uppermost part of the Marila Limestone (10–30 m) and the lower part of the Crivina Marls (half of their thickness). This zone is also divisible into two subzones from which the lower one is characterized by the relative abundance of *Calpionellopsis simplex* as compared to *C. oblonga*. In the upper subzone a slight increase in frequency of *Lorenziella* specimens is to be noted. The second level with berriasellids from the Marila Limestones, namely with: *Fauriella latecostata* (Kilian) and *F. cf. boissieri* (Pictet) is located within the interval of the lower subzone.

The zone with *Calpionellites darderi* (better Darderi Zone; younger than the Berriasian-Valanginian boundary straddling subzone D 3, with *Lorenziella hungarica*, from the zonal scheme of Le Hegarat and Remane, 1968), covers most of the upper part of the Crivina Marls, its upper boundary laying some 25 m below cherty limestones with a Lower Hauterivian ammonite-assemblage including several *Olcostephanus* species (Năstăsescu and Dinică, 1962). Aside scarce specimens of *Calpionellites darderi*, *Lorenziella plicata*, *L. hungarica*, *Remaniella cadischiana*, *R. dadayi*, *Calpionellopsis oblonga* and *C. simplex*, the calpionel-assemblage of this zone includes most abundant specimens of *Tintinnopsella carpatica* and less frequent ones of *T. longa*. The Upper Valanginian beds with *Neocomites neocomiensis*, *Kilianella* (?*Luppovella*) *biformis* and small *Olcostephanus* falls into the lower part of this zone. Thus we may assume that the lower part of the Crivina Marls covers the Lower Valanginian Thurmanni Zone and maybe also the top of the Boissieri Zone.

The nannoplankton assemblage from the upper part of the Crivina Marls includes such forms as: *Nannoconus kampteri*, *N. colomi*, *N. elongatus* and *N. dolomiticus*.

## 2. The Svinița Zone

In this zone the Tithonian-Neocomian rock-sequence includes following formations (1) red or gray nodular limestones with *Subplanitoides contiguus* (Cat.) (listed by Răileanu, 1953) and abundant aptychi (Răileanu et al., 1957) such as: *Laevaptychus meneghinii* (Zigno), *L. latus* (Park.) varieties, *L. longus* (Mey.), *Lamellaptychus murocosta* Trauth, *L. lamellosus* (Park.) varieties, *L. theodosia* (Desh.), *L. inflexicosta* f. *cincta* Trauth, *Punctaptychus monsalvensis* Trauth; overlain without transition by (2) the Murguceva Formation (Avram, 1976 b), 100–150 m thick, consisting mainly of light-coloured micritic limestones rich in cherts; grading upwards into (3) the Svinița Formation (= Svinița Beds — Răileanu, 1953, emend Avram, 1976 b), the latter being divisible into two members: the lower one (Pirul Morilor Member) composed of light gray marly limestones, the upper one (Teme-





neacia Member) — of bluish marls and marlstones. The stratigraphic interval covered by the Murguceva Formation runs from the Upper Tithonian to the Lower Hauterivian as shown by its calpionellid assemblages (Răileanu and Popescu, 1964; Rusu, 1970; Avram, 1976 b) and the very scarce ammonites found in its upper part at several levels, among which a fragmentary specimen listed (and figured) by Tietze (1872) as *Ammonites Boissieri* Pictet.

Anomalies in distribution of the calpionellid assemblages point out local stratigraphic gaps and large scale slumpings in some sections (Murguceva Valley, Sirinia Valley) (Fig. 7).

The *Crassicollaria* Zone has been identified in normal position, just above the nodular limestones with abundant *Saccocoma*, only on the Murguceva Valley (right border). In its stratigraphic interval, 2 m thick, *Crassicollaria intermedia* occurs near the base associated with small-sized specimens of *Calpionella alpina* and *Tintinnopsella carpatica*, higher up — scarce *Crassicollaria massutiniana*, *C. brevis*, *C. parvula* and small-sized to large specimens of *Calpionella alpina*.

The Alpina Zone is spread all over the area, in most sections its limestones overlying the red *Saccocoma*-rich limestones, but only its upper part seems to be represented judging from the lowermost occurrence of *Lorenziella hungarica* at this level which is also characterized by an increase in frequency of *Crassicollaria parvula*. The first occurrence of *Remaniella cadischiana* has been noticed slightly higher, in the lower part of the Elliptica Zone. In the Valea Morilor section there is no transition between the calpionellid-population of the Elliptica Zone and the one of the higher *Calpionellopsis* Zone, although no lithological or stratigraphic features could be detected pointing to a break in sedimentation. On the contrary on the right border of the Murguceva Stream such a break is quite obvious: slumped strata with abundant *Crassicollaria* beside *C. alpina*, are overlying the limestones of the Alpina Zone and directly support the normal deposited ones of the *Calpionellopsis* Zone.

In the *Calpionellopsis* Zone, starting from the lower boundary upwards, *Calpionellopsis oblonga* is first accompanied by large specimens of *Tintinnopsella carpatica* and by *T. longa*, and only higher up by *Calpionellopsis simplex* whose last occurrences coincide with the maximal abundance of *C. oblonga*. Two levels with ammonites, identified in the Murguceva Valley fall into this zone: the lower one with *Spiticeras* sp. ex gr. *S. polytrotychum* Uhlig and *Ptychophylloceras ptychoicum* (Qu.), the upper one with *Fauriella* sp. ex gr. *F. boissieri* (Pictet).

The Darderi Zone covers a quite large stratigraphic interval (28 m), almost as large as the one covered by the Upper Tithonian and Berriasian limestones (30 m). In this zone *Tintinnopsella carpatica* and *T. longa* reach their maximum abundance; scarce occurrences of *Lorenziella plicata*, *L. hungarica* and *L. pseudoserrata* are also to be noted. In the Murguceva Valley the lower part of this zone includes Lower Valanginian slumped limestones with *Kilianella* aff. *roubaudiana* (d'Orb.). From overlying





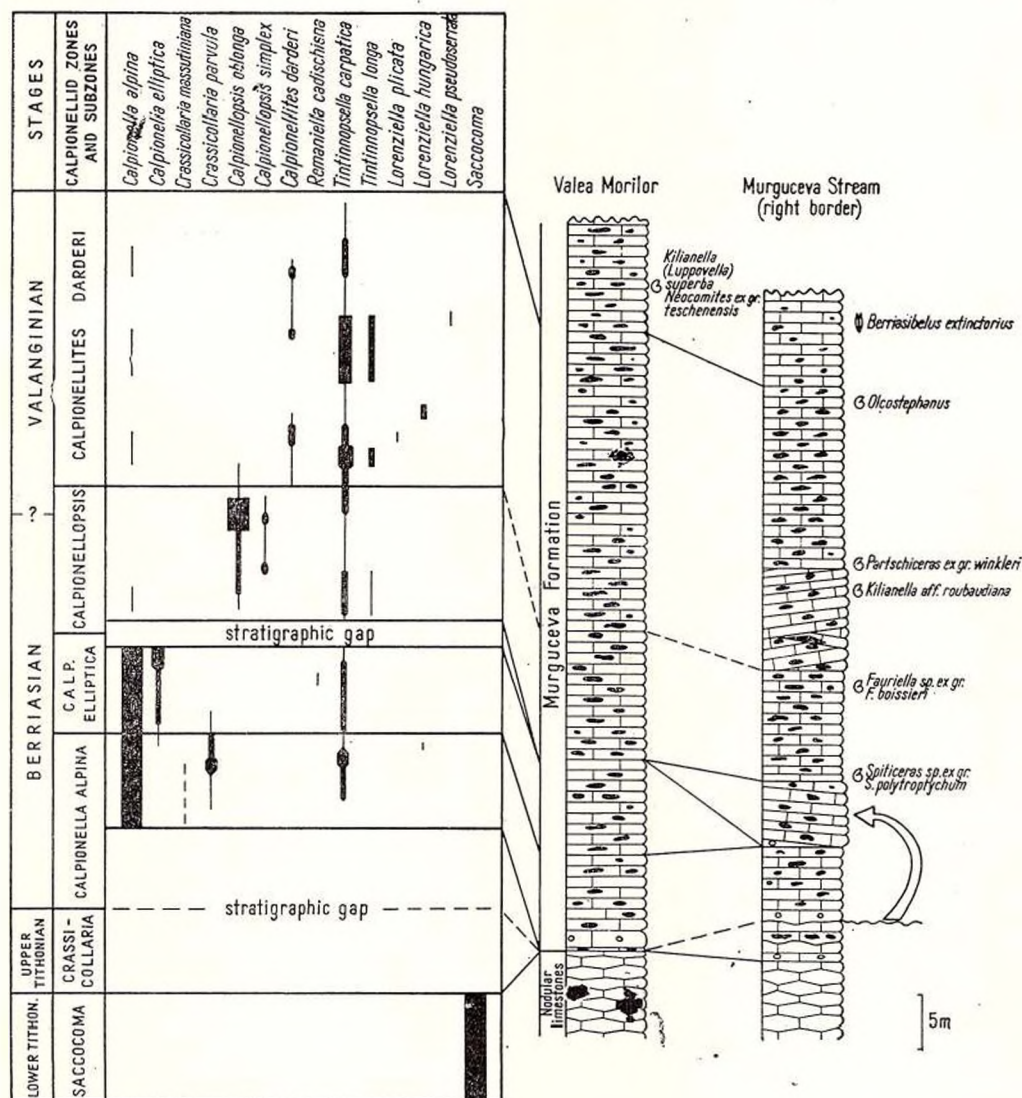


Fig. 7. — Correlated lithological columns of the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the Svinița Zone. Legend as in figure 1.



normal deposited beds *Partschiceras* sp. ex gr. *winkleri* (Uhlig) and *Olcostephanus* sp. have been obtained. Should be emphasized the fact that the Darderî Zone does not cover the whole interval of the Valanginian. Limestones above the upper boundary of the zone have yielded in the Murguceva Valley *Berriasibelus extensorius* (Rasp.) and in Valea Morilor: *Neocomites* ex gr. *N. teschensis* Uhlig, *Kilianella* (*Luppovella*) cf. *superba* Sayn, *K. (L.?) paquieri* Sayn (non Simionescu), *Haploceras* (*Neolissoceras*) *grasianum* (d'Orb.) and *Lamellaptychus noricus* (Trauth). This assemblage points to a late Valanginian age of the sediments just above the uppermost occurrences of calpionellids in the Svinița Zone. The Valanginian-Hauterivian boundary lies some 10 m higher.

### 3. Pre-Leaota Zone

The Jurassic and Lower Cretaceous rocks of this facies zone (Patrulus, 1969) are cropping out in the north-western part of the Bucegi Massif (East Carpathians), covering a small area of the crystalline basement (Poliție). Their more western position with respect to the Upper Jurassic reefal limestones lying both south and north suggests an embayment of the reef-barrier running along the eastern border of the Leaota Carbonate Platform. Upper Jurassic and Neocomian rocks quite similar to the ones cropping out in the north-western part of the Bucegi Massif, occur as olistoliths or blocks in younger conglomerates or megabreccia, scattered along the western slope of the Bucegi Massif and far away towards the east, in the area covered by the Upper-Tithonian-Neocomian flysch (Sinaia Formation) of the Zamura Anticlinorium. The Upper Jurassic-Neocomian limestones of many olistoliths derived from the Pre-Leaota Zone include fragments of crystalline schists identical to the ones which compose the basement of Leaota Carbonate Platform. Thus we may assume that part of the Pre-Leaota Zone was originally covering the talus of the Leaota Platform towards the flysch trough in which the sediments of the Sinaia Formation accumulated. As the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the olistoliths are rich both in micro- and macrofossils, aside the section of Poliție in the north-western part of the Bucegi Massif, we consider of interest to describe the reconstructed rock-sequence proper to the talus of the Leaota Carbonate Platform.

The Upper Jurassic-Neocomian rock-sequence from Poliție (Fig. 8) includes in stratigraphic ascending order (in part geometric reversed) the following members (Patrulus, 1969, revised): (1) Oxfordian red marly limestones (up to 0,50 m thick); (2) Uppermost Oxfordian-Kimmeridgian-Lower Tithonian condensed Ammonitico-rosso whose rich fauna, listed by Jekelius (1916), includes beside numerous Phylloceratids and Lytoceratids, following ammonites: from the Upper Oxfordian-*"Hecticoceras"* *matheyi* Lorient; from the Kimmeridgian (including the Beckeri Zone) — *Streblites tenuilobatus* (Oppel), *Taramelliceras trachinotum* (Oppel), *T. compsum* (Oppel), *Hemihaploceras loczyi* (Jek.), *Glochiceras fialar* (Oppel), *Katrolliceras? acer* (Neum.), *Aspidoceras*





*acanthicum* (Oppel), *A. altenense* (d'Orb.), *Physodoceras circumspinosum* (Quenst.), *Pseudosimoceras* cf. *herbichi* (Hauer), *Hybonotoceras presulum* (Neum.); from the Lower Tithonian — *Neochetoceras* aff. *darwini* (Neum.), *Haploceras staszyci* (Zeusch.), *H. verruciferum* (Zittel), *Glochiceras* (*Neoglochiceras*) *carachtheis* (Zeusch.), *Aspidoceras cyclotum* (Oppel), *A.* cf. *zeuschneri* (Zittel), *Simocerosceras simum* (Oppel); (3) some 20 m of light-gray to creamy massive limestones with *Saccocoma*, similar to the ones with Middle Tithonian fauna from the

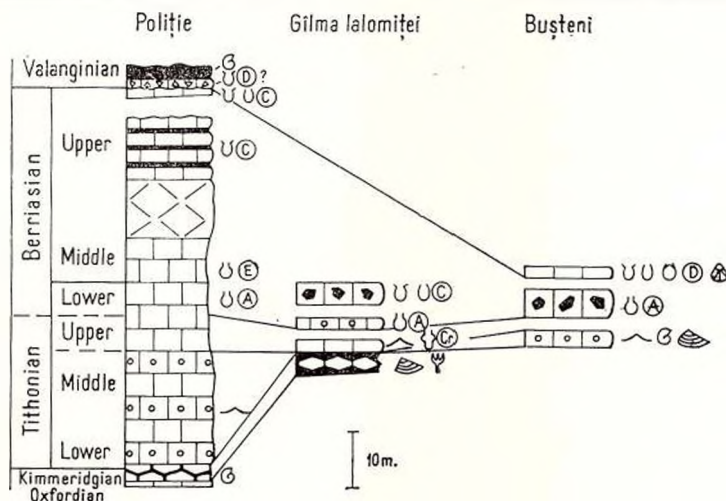


Fig. 8. — Tithonian, Berriasian and Valanginian rocks of the Pre-Leaota Zone (fore-slope facies of the Leaota Carbonate Platform).

A — Alpina Zone; E — Elliptica Zone; C — Calpionellopsis Zone;

D — Darderi Zone. Legend as in figure 1.

olistoliths; (4) some 20 m of gray micritic to pelmicritic limestones in their upper part with two distinct calpionellid assemblages: the lower one (upper part of the Alpina Zone) with dominant large *Calpionella alpina*, very scarce specimens of typical *C. elliptica*, small-sized *Tintinnopsella carpatica* and *Crassicollaria parvula*; the upper one (Elliptica Zone) with rather abundant typical *Calpionella elliptica* (15–20%), *Remaniella cadischiana* and small-sized *Tintinnopsella carpatica*; (5) massive dolomites (10 m); (6) light gray micritic limestones and marls (10 m) with large *Tintinnopsella carpatica* beside small-sized specimens (base of the Calpionellopsis Zone); (7) bed of orange micritic limestone with very abundant large and polymorphous *Tintinnopsella carpatica*, some transitional to *T. longa*, scarce specimens of *Calpionellopsis oblonga* and *C. simplex* and small *Calpionella* sp. with rather high collar; (8) bed of bioclastic calcirudit with micritic matrix containing scarce *Tintinnopsella carpatica* and *Calpionellopsis oblonga*; (9) marls and hard marly shales with *Bochianites* sp. ex gr. *B. neocomiensis* (d'Orb.), *Olcostephanus* sp. and very scarce calpionellids (? *Calpionellites*).





Member 8 which marks a clear cut lithological discontinuity with respect to the orange bed may represent either the top of the Calpionellopsis Zone or the base of the Darderi Zone.

The stratigraphy of the boundary-beds deposited on the talus is best illustrated by the Gilma Ialomitei olistolith and associated megabreccia (southern part of the Bucegi Massif) as well as by some small olistoliths from the surroundings of Busteni (eastern slope of the Bucegi Massif). The base of Gilma Ialomitei olistolith exposes (in reversed position) gray and red marly limestones, to some extent nodular and with abundant fragments of crystalline schists. Aside short stemmed crinoids (*Pyramidocrinus*, *Lonchocrinus* and *Sclerocrinus* species), solitary corals (*Trochoecyathus*), *Gonatocheilus* and *Leptocheilus* species, *Hibolites zeuschneri* (Oppel) their fauna includes numerous aptychi such as: *Laevaptychus laevis* (Oppel), *Lamellaptychus sparsilamellosus* (Gümbel), *L. beyrichi* (Oppel), *L. thoro* f. *gracilicostata* Trauth, *Punctaptychus punctatus* f. *divergens* Trauth. The whole deposit suggests slumped sediments with mixed up fauna from different depth levels, and maybe also from different stratigraphic levels. Next comes pink pelmicritic limestones with very abundant *Saccocoma*, *Crassicollaria massutiniana* (dominant), scarce *C. intermedia* and *C. parvula* and quite scarce *Calpionella alpina* (lower part of the Crassicollaria Zone) followed by a light gray micritic bed with *Crassicollaria intermedia* (very abundant), *C. massutiniana* (scarce) (upper part of the Crassicollaria Zone). Should be noted the reversed frequency of *Crassicollaria intermedia* and *C. massutiniana* as compared to the distribution of calpionellids in the Marila Limestone (Reșița Zone). To the rest, the Gilma Ialomitei klippe displays the structure of welded megabreccia. Among its components should be noted: gray to pink micritic limestones some with intraclasts, microneoliths, benthonic Foraminifera, but also very abundant *Calpionella alpina* and scarce small *Tintinnopsella carpatica*; light gray micritic limestones with reworked large intraclasts of coarse granular limestones with *Calpionella alpina* and small fragments to huge angular blocks of crystalline schists, with two assemblages of calpionellids from the Calpionellopsis Zone in the micritic matrix: the older one with *Calpionellopsis simplex*, *Lorenziella* sp. and large *Tintinnopsella carpatica*, the younger one with *Calpionellopsis oblonga*, large *Tintinnopsella carpatica* and small-sized *Calpionella* sp. with high collar; the latter assemblage is identical to the one of the orange bed from Poitiște (north-western part of the Bucegi Massif)<sup>10</sup>.

<sup>10</sup> Should be reminded that *Calpionella carpatica* n. sp. (non *carpathica*) has first been described by G. Murgeanu and M. Filipescu (1934, pl. 1, fig. 1 — type here designated) from a „Tithonian limestone with *Perisphinctes* sp.“ (page 3) found in the Gilma Ialomitei klippe. Judging from the photograph, with a specimen of *Calpionella alpina* in the right lower corner, it is the large variety of *Tintinnopsella carpatica* on which the species was based, that means that the limestone of the type level is Berriasian, not Upper Tithonian in age as one might have assumed considering that *T. carpatica* appears as early as the Crassicollaria Zone.





The olistoliths from the surroundings of Bușteni or smaller blocks in conglomerates are composed of following types of rocks: (1) light-gray micritic to pelsparitic limestones with abundant *Saccocoma*, belemnites, *Lamellaptychus* and *Laevaptychus* species; quite similar limestones building up small olistolith, scattered in the area of the Doftana River sources (some 18 km to the west-north-west), have yielded a rich Middle Tithonian fauna (Patrulius et al., 1970; Avram, 1974; Avram, 1976 a) including: *Ptychophylloceras ptychoicum* (Quenst.), *P. semisulcatum* (d'Orb.), *Calliphylloceras kochi* (Oppel), *Holcophylloceras* aff. *mediterraneum* (Neum.), *Lytoceras liebigei* Oppel, *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orb.), *Haploceras* (*Haploceras*) *staszycii* (Zeusch.), *H. (H.) elimatum* (Oppel), *H. (Neoglochiceras) carachtheis* (Zeusch.), *Parastreblites* aff. *circumnodosum* gaetanoi (Font.), *Semiformiceras fallauxi* (Oppel), *Pseudolissoceras planiusculum* (Zittel), *Subplanitoides* aff. *concorsi* (Donze et Enay), *Parapallasiceras praecox* (Schneid), *Lemencia* (*Lemencia*) aff. *praerichteri* Donze et Enay, *L. (L.) pseudorichteri doftanensis* Avram, *L. (Richterella) richteri crassa* Avram, *L. L. (R.) patruliusi* Avram, *Punctaptychus punctatus* (Voltz), *Pygope diphyia* (Col.), *Nucleata bouei* (Zeusch.); (3) micritic limestones with *Crassicollaria intermedia* almost as frequent as *Calpionella alpina*, very scarce *Crassicollaria massutiniana* and small *Tintinnopsella carpatica* (passage *Crassicollaria* Zone-Alpina Zone); (4) micritic to pelsparitic limestones, with numerous incorporated angular fragments of crystalline schists, local mosaic structure suggesting intermixing of two semifluid calcareous muds differing in their composition, with belemnites, ammonite shells, aptychi, benthonic Foraminifera, pelagic algae, abundant *Calpionella alpina* and scarce small *Tintinnopsella carpatica* (Alpina Zone, lower subzone); (5) gray micritic limestones with abundant brachiopods (undescribed zeillerids, pygopids, rhynchonellids), and frequent large specimens of *Tintinnopsella carpatica*, less frequent *Calpionellopsis oblonga*, scarce *Lorenziella* sp. and *Calpionellites darderi* (Valanginian).

#### 4. The Cernavoda section (South Dobrogea)

This section is located on the eastern border of the Danube River just south of the "Saligny" Bridge. According to Macovei (in Macovei and Atanasiu, 1934) its rock-sequence includes following members: (1) Valanginian limestones with abundant gastropods (listed by Anastasiu, 1898) and bivalves including pachyodonts; (2) Hauterivian marly limestones and white marls; (3) Barremian limestones divisible into: lower — oolitic limestone, middle — massif limestone with molluscs and corals, upper — marly to sandy limestone. Recent investigation carried out by Pană, Neagu and Dragăstan (1976, in press) has shown however that the whole rock-sequence is only Neocomian in age (Upper Berriasian-Hauterivian) (Fig. 9).





The lower visible formation, some 25 m thick, includes in ascending order: (1) nodular limestones with a 80 cm thick interbed of yellowish-greenish chalky marl (7 m); (2) thick-bedded, white to yellowish oolitic limestones interbedded with argillaceous marls (10 m); (3) 1–2 m thick beds of mainly oolitic limestones (8 m). A thicker bed of marls separates

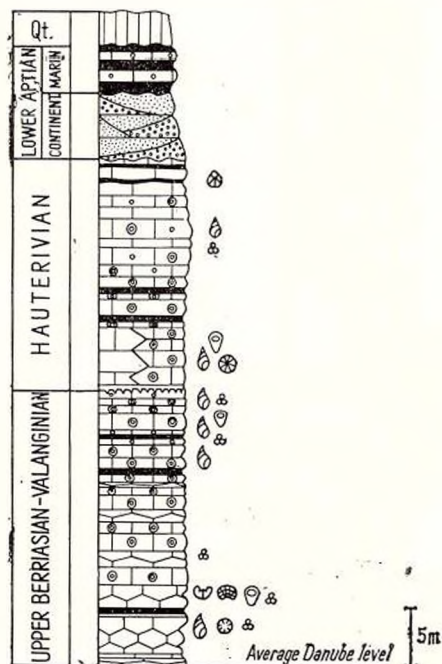


Fig. 9. — Lithologic column of the Lower Cretaceous formations on the eastern border of the Danube, south of the "Saligny" Bridge.

Legend as in figure 1.

member 2 from member 3. The top of the formation is marked by a hard ground with borings due to bivalves.

The next formation includes in its lower part: (1) some 6 m of white-creamy oolitic limestones interbedded with marls including limestone nodules, marly limestones (some ochre-coloured) and lenses of biolithite in the upper part; (2) some 14 m of oolitic limestones with scarce interbeds of ochre-coloured clays rich in ostreids and crushed brachiopods.

Most of the lower formation is Valanginian in age; as shown by its lito-lid assemblage the lowermost visible member represents the Upper Berriasian. The quite rich fauna of this formation includes *Spongia* (*Actinofungia*), bryozoans, hydrozoans, a host of gastropods among which nerineids as well as *Harpagodes* and *Leviathania* species, numerous bivalves including pachyodonts and some echinoids and crinoids. Most remarkable are the assemblages of pachyodonts and hydrozoans from the lower member. The pachyodont-assemblage (listed by Paquier and Macovei and revised by Neagu) includes such forms as: *Monopleura eurystoma* Pict. et Camp., *Monopleura valangiensis* Pict. et Camp., *M.*





*valdensis* Pict. et Camp., *Valletia* aff. *tombecki* Mun.-Chalmas and in addition, according to Paquier (1901), *Diceras* sp. comparable to *Diceras beyrichi communis* Boehm from Stramberg and an undescribed species of *Heterodiceras*. The hydrozoan assemblage (listed by Dragastan) with: *Disparistromaria tenuissima* Schnorf, *Siphostroma arzieri* Steiner, *Actinostromaria laminosa* Schnorf, *A. jeanneti* Schnorf, *A. regularis* Schnorf, *A. cernavodensis* Dragastan, *Pseudostromatopora rumana* Simionescu (1926, non 1940), *Granatiparietes dobrogiacus* (Simionescu, 1926, sub *Lovenipora*), *Axiparietes tremulus* Schnorf, is quite similar to the one of the Valanginian "Marnes d'Arzier".

The Foraminifera assemblage from the same member includes such forms as: *Anchispirocyclus maynei* (Hott.), *Ammocycloloculina erratica* (Joukovski et Favre), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), *Pseudocyclammina lituus* Yabe et Hanzawa, *Rectocyclammina arrabidensis* Ramalho, *Freixialina planispira* Ramalho, *Melatrokerion spirale* Gorbati., *Feurtillia frequens* Maync, *Bramkapella* cf. *arabica* Redmond, "*Dukhania*" *arabica* Henson, *Pseudotextulariella salevensis* Charol., Brön. et Zanin., *Buccicrenata* sp., *Ammobaculites suprajurensis* (Schwag.), *Verneuilina angularis* Gorbati., *Mesoendothyra* sp., *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Trocholina elongata* (Leup.), *T. alpina* (Leup.), *T. burlini* Gorbati., *T. molesta* Gorbati., *T. cavernosa* Khalil., *T. valdensis* (Reich.). The dacycladacean assemblage (listed by Dragastan) includes: *Salpingoporella annulata* Carozzi, *S. steinhauseri* Conrad, Prat. et Radoic., *Likanella bartheli* Bernier, *Acicularia elongata* Carozzi, *Vermiporella? neocomiana* Dragastan. The Foraminifera assemblage (and especially *Ammocycloloculina erratica*, *Freixialina planispira*, *Rectocyclammina arrabidensis* associated with such older forms as *Anchispirocyclus maynei* and *Everticyclammina virguliana*) points to an Upper Berriasian age (Ramalho, 1974), also consistent with the occurrence of Diceratids together with "Valanginian" pachyodonts (a Berriasian age for this member has been first assumed by Paquier, 1901).

Should be noted especially the occurrence of *Everticyclammina virguliana* which Benest et al., (1975) consider not to be younger than Lower "Portlandian" in the Western Mediterranean realm, but which Barthel (1975) records (sub *Ammobaculites subcretaceous* Cushman and Alexander in Barthel, 1969), together with *Anchispirocyclus lusitanica* (Egger) from the Uppermost Middle Tithonian to Upper Tithonian Oberhausen Beds.

Towards the top of the lower formation many of the recorded species of Foraminifera disappear, the assemblage being dominated by *Trocholina elongata*, *T. alpina* and miliolids among which *Danubiella cernavodensis* Neagu (1968). Among the algae of the higher levels are to be noted: *Tethysoporella istriana* (Gusic), *Actinoporella podolica* Alth., *Clypeina? solkani* Conrad et Radoic., *Cayeuxia moldavica* Frollo and *C. atanasii* Dragastan (listed by Dragastan). The upper





formation, aside gastropods and bivalves contains corals and also brachiopods such as *Belbekella macoveii* Bărbulescu and Neagu. Its less diverse microfauna consists mainly of miliolids, some lituolaceans and scarce nodosariids. The large species of *Trocholina* (*elongata* and *alpina*) have completely disappeared, as well as most of the lituolaceans represented in the lower formation.

Some 8 km east of Cernavodă, near the locality Saligny, the older rock-sequence has been opened by a drill-hole which at 270 m depth reached Upper Jurassic dolomitic limestones. This rock-sequence includes in ascending order (according to Băncilă, 1973): (1) a 124 m thick gypso-anhydritic formation; (2) some 32 m of marls and clays with scarce limestone interbeds; (3) some 32 m of limestones and marly limestones with a bed with nerineids at the top; (4) a 47 m thick variegated argillaceous formation with scarce marly-limestone interbeds. The rocks of the latter formation contain a rich assemblage of palynomorphs, as well as characeans such as *Nodosoclavator nodulosus* (Peck), *Clavator pecki* Mädlér, *Flabellochara* sp. and ostracods among which *Cypridea dolabrata* (Martin) and *Klieana alata* (Wall).

#### IV. COMMENTS AND CONCLUSIONS

There are two reasons why we have insisted on the description of some facies and some sections of the boundary beds: (1) to give any geologist, unfamiliar with Carpathian and Moesian geology, a picture as complete as possible of formations and sections which are or may be of interest in the debate on the Jurassic-Cretaceous boundary; (2) to attract attention on difficulties to be met with, in attempts of tracing the boundary when one deals with detrital rhythmic formations of preflysch or Flysch type, and even with such basinal formations as the Aptychus "Beds" or the limestones of Biancone-Majolica type.

In discussing correlation of described formations and sections we will refer systematically to the zonal schemes of the Mediterranean Realm (including the Submediterranean Province) as proposed by, or resulting from the proceedings of the Colloquium on the Jurassic-Cretaceous boundary held in Lyons and Neuchâtel, September 1973.

##### 1. Ammonite-correlation

The Jurassic-Cretaceous boundary beds from Romania are generally poor in ammonites. Almost all of the listed Upper Tithonian-Lowermost Berriasian species, including *Malbosiceras chaperi* (Toucas) but no species of *Paraulacosphinctes* or *Micracanthoceras*, have been found in reef-derived or bioconstructed limestones of Stranberg facies. The Lower Berriasian *Pseudosubplanites* assemblage has been identified only in basinal calcareous or marly facies. Its range seems to cover the whole zone with *Calpionella alpina* as indicated by distribution in the Carhaga Formation.





*Malbosiceras paramimounum alutense* Patr. et Avram and the allied *M. persanense* Patr. et Avram occur together with *Berriasella privasensis* (Pictet) in the Elliptica Zone. In southern France the stratigraphic interval of *M. paramimounum* (Maz.) straddles the boundary between the Elliptica Zone and the Calpionellopsis Zone, but not extending as far as the Picteti Subzone (Le Hegarat and Remane, 1968), while in Southern Spain *M. cf. paramimounum* occurs in the Picteti Subzone (Alleman et al., 1975). Thus it seems advisable to abandon *Malbosiceras paramimounum* as subzonal index-species for a chronostratigraphic scale of larger application, the lower boundary of the Boissieri Zone being so defined as to coincide with the Elliptica-Calpionellopsis boundary and in this case the Upper Berriasian being subdivided only in two subzones: Picteti (lower) and Calisto (upper) as proposed by Wiedmann in Alleman et al. (1975).

From the Boissieri Zone only *Fauriella latecostata* and *Fauriella* sp. ex gr. *F. boissieri* have been recorded, but no species characteristic either of the Picteti or of the Calisto Zone.

As the stratigraphic interval of the Lower Valanginian is very poor in ammonites, the oldest identified one being *Kilianella* aff. *roubaudiana* (d'Orb.), no contribution to the debate on the Berriasian — Valanginian boundary can be supplied by the paleontological record from the Rumanian Carpathians and the Moesian Platform. However it is to be noted that the level at which *Kilianella* aff. *roubaudiana* occurs falls into the range of the Darderi Zone. More numerous and richer ammonite assemblages have been obtained from the Upper Valanginian interval. In the lower part of the Darderi Zone, strong tuberculated offshots of *Kilianella* occur, together with small *Subastieria*-like *Olcostephanus* and, higher up, above the level marking the disappearance of calpionellids — *Luppovella* cf. *superba* (Sany).

## 2. Calpionellid-correlation

The calpionellid distribution in the Jurassic-Cretaceous boundary beds of the Carpathian area differs from the zonations established in Southern France (Le Hegarat et Remane, 1968) and in the Betic Chains (Alleman et al., 1975) by the fact that both the *Lorenziella* species and *Remaniella dadayi* have a larger range: *Lorenziella hungarica* and *L. plicata* first occur in the Elliptica Zone, *Remaniella dadayi* even earlier, namely in the upper part of the Alpina Zone. Depending on the investigated areas *Lorenziella hungarica* reaches its maximum frequency either in the upper part of the Calpionellopsis Zone (Reșița Basin) or in the Darderi Zone (Svinița Basin). Thus in the Carpathian area the Calpionellopsis Zone is not divisible into subzones of which the upper one, such as the Oblonga-Dadayi Subzone of Southern Spain or the D 3 Subzone of Southern France (Oblonga-Lorenziella, without *Calpionellopsis simplex*), could be strictly correlated with part or all of the Calisto-Thurmanni interval. It is only in some sections of the Reșița Zone that





the Calpionellopsis Zone can be roughly subdivided on the basis of the relative abundance of *Calpionellopsis simplex* as compared to *C. oblonga* in the lower part and of a slight increase in frequency of the *Lorenziella* specimens in the upper part, but we don't know the equivalents in terms of ammonite zones or subzones of these "subzones" based only on frequency of certain calpionellids.

Calpionellid correlation attempts of the detrital rhythmic formations have pointed out anomalies with respect to distribution in normal pelagic sediments which can best be explained by resedimentation of calcareous muds.

### 3. Foraminifera-correlation

Progress in chronostratigraphic correlation of the Jurassic-Cretaceous boundary beds from the Mediterranean Realm, lately achieved through detailed investigation on ammonite — and especially Calpionellid assemblages, have proved that many of the Foraminifera first considered to have a restricted distribution interval in the Upper Jurassic range into the Berriasian and, even, higher up. According to Fourcade (in Benest et al., 1975) and to Ramalho and Rey (1975), in the western Mediterranean Realm it is the case of *Conicospirillina basilensis* Möhler, *Feurtillia frequens* Maync, *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Everticyclammina virguliana* (Koechlin), and according to Brönnimann et al. (1972) it's also the case of *Protopeneroplis striata* Weynschenk. In South Dobrogea *Nautiloculina oolithica* Möhler, *Anchispirocyclina maynci* (Hott.), *Rectocyclammina chouberti* Hott., *Feurtillia frequens*, *Everticyclammina virguliana* range as high as the zone with *Ammocycloloculina erratica* (Jouk. et Favre).

Among the Foraminifera still to be considered as not transgressing the traditional Tithonian-Berriasian boundary are *Alveosepta* and *Kurnubia* species and eventually *Labyrinthina mirabilis* Weynschenk. No more numerous are the species regarded at present as being characteristic either of the Berriasian or of the Valanginian, or of both stages, such as: *Pseudotextulariella courtionensis* Brönn., *P. salevensis* Char., Brönn., Zanin., *Pfenderina neocomiensis* (Pfender), *Valdanchella miliani* (Schroeder), *Ammocycloloculina erratica*.

### 4. Correlation of the Purbeckian facies

On the foreland of the Carpathians, aside the eastern part of the Moesian Platform and the Predobrogean Basin, deposits of Purbeckian facies cover a large area in the basement of the Polish Lowland (Table 3). In the Mogilno-Lodz syncline the rock-sequence of the Jurassic-Cretaceous boundary beds is of special interest as the Purbeckian facies is underlain and overlain by marine strata with ammonites: with *Zaraiskites scythicus* (Vischn.) — below (Kutek and Zeiss, 1975), with *Pictetoceras* aff. *picteti* (Jacob), *Malbosiceras* cf. *malbosi* (Pictet)





and *Riasanites riasanensis* (W e n e t z k y) (lower subzone of the Upper Berriasian) — above (D e m b o w s k a and M a r e k, 1975)<sup>11</sup>. Thus plenty of room is left for the Middle and Lower Berriasian to be covered by the Purbeckian facies. On the other hand, if we take for granted the chronostratigraphical value assigned to *Cypridea posticalis* J o n e s, than we may assume that the Cinder Bed of the type Purbeckian corresponds to the base of the Upper Berriasian, the latter covering the Middle and Upper Purbeck Beds. Should also be noted that in the Polish Lowland area a change of the normal marine salinity sets in as early as the post-*Zaraiskites* Middle Volgian (limestones with corbulids, serpulids, ostracods), slightly later than in Franconia (*Isterites palmatus* Subzone), but in any case earlier than in Southern England.

The paleontological record of the Purbeckian facies from the Pre-dobrogean Basin is too poor to attempt any correlation with the Purbeckian facies from the Polish Lowland. More profitable is a comparison between the latter and the Purbeckian facies of South Dobrogea, in both cases the rock-sequence of Purbeckian facies including evaporites in its lower part and the overlying beds being Upper Berriasian in age. But we must emphasize the fact that the territory of Central and South Dobrogea falls into a different paleobiogeographic province as shown by the close affinities of its Upper Jurassic, Neocomian and Barremian faunas with the equivalent ones from Franconia and the Jura Mountains. Should also be pointed out that the Upper Berriasian Foraminifera assemblage from Cernavoda has a quite similar composition to the equivalent one from Portugal, listed by R a m a l h o (1971) and R e y (1972).

In any case we have good reasons to assume that in the territory of the Moesian Platform (including Central and South Dobrogea) a change in salinity from normal marine to brackish and hypersaline occurred later than in the area of the Polish Lowland, the lowest beds in Purbeckian facies from the eastern Rumanian Plain being underlain by dolomitic limestones with calpionellids of which the youngest known assemblage is Lower Berriasian in age.

### 5. The Jurassic-Cretaceous boundary

The results of our present investigation on the Jurassic-Cretaceous boundary beds from Romania does not offer arguments either in favour or against any of the proposals made on the occasion of the Lyon-Neuchâtel Colloquium in 1973 concerning the level to be selected as Jurassic-Cretaceous boundary. In the light of recent progress achieved in biostratigraphy of the boundary beds from the Mesogean Realm we consider that our interest should be focused especially on the following boundaries: (1) base of the Jacobi-Grandis Zone (between Crassiacollaria Zone and Alpina Zone); (2) base of the Boissieri Zone so emended as to coincide

<sup>11</sup> It is to be noted that M a r e k and R a c z   n s k a (1973) have previously recorded from marine strata overlying the Purbeckian facies such Lower Berriasian *Pseudosubplanites* species (cf. *ponticus*, *lorioli*, *euzinus*).









## LE 3

Polish Lowland, Moesian Platform (eastern Rumanian Plain and South Dobrogea)

Polish Lowland Kutek et Zeiss, 1975; Marek et al., 1971; Marek et Raczynska, 1973; Dembowska et Marek, 1975			Moesian Platform Patrulius et al., 1976		
<i>Savn. verrucosum</i> , <i>Neoc. bi-</i> <i>formis</i> , <i>Dichotomites</i> spp. <i>Polyptychites</i> spp. <i>Platylenticeras</i> spp. <i>Tolypeceras</i> cf. <i>marcoussiamm</i> <i>Neoc. neocomiensis premolica</i> <i>Surites</i> spp., <i>Neocosmoceras</i> <i>Euthymiceras</i> sp., <i>F. cf. bois-</i> <i>ieri</i> <i>Riasanites rjasanensis</i> <i>Malb. cf. malbosi</i> , <i>Picl. cf.</i> <i>picleti</i>			oolitic limestones		
claystones and argillaceous shales			<i>Ammocycl. erratica</i> , <i>Anchir.</i> <i>mayinci</i> , <i>Monopleura</i> spp, dice- ratids		
siltstones and sandy glauconitic limestones			nodular limestones, marls, subordinate clays		
<i>Cypridea</i> cf. <i>posti-</i> <i>calis</i>			variegated marls and clays marlstones, sandy limestones ostracods, characeans		
<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Mantel. purbeckensis</div> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Klicana alata</div> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Fabanella boloniense</div> </div>	A	brackish-marine			
	B	freshwater	gypso-anhydritic formation		
	C		coprolithic limestones		
	D		<i>Calp. alpina</i> , <i>Rem. cadishiana</i>		
	E	hypersaline	massive dolomites		
	F	marine-brackish	<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Crassicollaria</div> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">micritic limestones with dolomite rhomboedrae</div> </div>		
<i>Zaraiskites stschukinensis</i> <i>Zaraiskites tschernyschewi</i> <i>Zaraiskites quenstedti</i> <i>Z. scythicus</i> <i>Isterites spurius</i> , <i>I. subpal-</i> <i>matus</i> , <i>Pseudovirgatites</i> spp. <i>Ilwaiskya pseudoscythica</i> n. ssp. ( <i>Ilwaiskya pseudoscythica</i> )			<div style="display: flex; flex-direction: column; align-items: center;"> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">micritic and pelmicritic limestones with <i>Saccocoma</i></div> <div style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">massive dolomites</div> </div>		
argillaceous limestones with interbedded marls and clays					
clays					





with the boundary between the Elliptica Zone and the Calpionellopsis Zone; (3) base of the Thurmanni Zone (= Pertransiens Zone). The first listed one scores three points in its favour: (1) it approximately coincides with a major change in nannoplankton, (2) it leaves the traditional Berriasian undivided, (3) it is nearest to the since long conventionally accepted Jurassic-Cretaceous boundary. The third boundary (Berriasian-Valanginian), proposed to be selected as Jurassic-Cretaceous boundary, has long been thought to be better defined than the Tithonian-Berriasian boundary by an "abrupt" change in ammonite fauna and thus more suitable for interregional correlation. Among Rumanian geologists Năstăsescu and Năstăsescu (1964) have been the most enthusiastic supporters of this view-point. But recent progress made by Allemann and al. (1975) in listing ammonites, calpionellids and nannoplankton from the Berriasian-Valanginian boundary beds of southern Spain discredits the assumption that the lower boundary of the Valanginian is better defined by changes in fauna than the base of the Berriasian.

With an emended lower boundary of the Berriasian an improvement in correlation is to be expected in the Mesogean Realm. However, the main problem concerning the Jurassic-Cretaceous boundary, i.e. to select a boundary suitable in its application not only for the Mesogean Realm but also for the Boreal and Perigondwanian Realms, remains still unsolved. Therefore we think that the base of the Jacobi-Grandis Zone should be only provisionally accepted as conventional Jurassic-Cretaceous boundary and the debate reopened after more investigation, especially concerning nannoplankton, would be carried out in areas transitional from one realm to the other.

## REFERENCES

- Allemann F., Wiedmann J., Grün W. (1975) The Berriasian of Caravaca (Prov. of Murcia) in the subbetic zone of Spain and its importance for defining this stage and the Jurassic-Cretaceous boundary. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon-Neuchâtel, 1963, *Mém. B.R.G.M.* 86, 14-22, 4 f., 1 tab., Paris.
- Anastasiu V. (1898) Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie). Terrains secondaires. G. Carré & C. Naud Ed., 133 p., 1 pl., Paris.
- Avram E. (1974) Position et valeur taxonomique du groupe „Berriasella” richteri (Oppel). *D. S. Inst. Geol.* LX, 3, 11-22, 4 f., 3 pl., București.
- (1976) Les fossiles du Flysch éocénacé et des calcaires tithoniques des hautes vallées de la Doftana et du Tirlung (Carpatés Orientales). *Mém. Inst. Géol. Géoph.* XXIV, 5-73, 18 f., 10 pl., 1 tab., Bucharest.
- (1976) La succession des dépôts tithoniques supérieurs et crétacés inférieurs de la région de Svinița (Banat). *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXII/4, 53-73, 1f., 1pl., Bucharest.
- (1976) Stratigrafia regiunii Pasului Predeluș. DSc thesis, in press.





- Bachmayer F. (1958) Das Mesozoicum der niederösterreichischen Klippen. *Zeitsch. Deutsch. Geol. Ges.* 109, 659–660, Hannover.
- Bădăluță Aurelia (1975) Biostratigraphie des formations du Tithonique-Valanginien et la limite Jurassique-Crétacé dans le Banat occidental (Roumanie). Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973, *Mém. B.R.G.M.* 86, 23–28, 2 f., Paris.
- Băncilă I. (1973) Asupra prezenței unei formațiuni gipsifere purbeckian-wealdiene în regiunea Fetești–Constanța. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 18, 1, 115–125, 2 f., Bucharest.
- Barthel K. W. (1969) Die obertithonische, regressive Flachwasser–Phase der Neuburger Folge in Bayern. *Bayer. Akad. Wissensch. (mat.-naturw. Kl.)*, Abh. (NF), 174 p., 39 f., 14 pl., München.
- (1975) The Neuburg area (Bavaria, Germany) as a prospective reference region for the Middle Tithonian. Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973. *Mém. B.R.G.M.* 86, 332–336, 1 f., 3 tab., Paris.
- Bedelean I. (1966) Zăcămintul de calcar de la Poiana Aiudului. *Studia Univ. Babeș-Bolyai, ser. Geol.–Geogr.*, 2, 35–43, 3 f., 1 pl., Cluj–Napoca.
- Benest M. C., Coiffait P., Fourcade R., Jaffrez M. (1975) Essai de détermination de la limite Jurassique–Crétacé par l'étude des microfossiles dans les séries de plate-forme du domaine méditerranéen occidental. Colloque sur la limite Jurassique–Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973. *Mém. B.R.G.M.* 86, 169–181, 6 f., Paris.
- Bordea S. (1972) Date noi stratigrafice și tectonice în zona Grohot-Tomnatec (Munții Metaliferi). *D. S. Inst. Geol.* LVIII (1971), 5, 5–23, 7 f., 12 pl. (1 map), Bucharest.
- Bordea S., Bordea Josefina, Georgescu V., Mantea Gh., Puricel R. (1968) Asupra prezenței unei faune hauteriviene în masivul calcaros Cetea–Pleașa din zona Galda–Rîmeți. *D. S. Inst. Geol.* LIV (1966–1967), 1, 223–237, 7 f., 2 pl., 1 map., Bucharest.
- Bordea S., Bordea Josefina (1976) Tintinnide în depozitele calcarelor recifale ale Autohtonului de Bihor. *D. S. Inst. Geol. Geof.* LXIII/4 (in press) Bucharest.
- Brönnimann P., Durand-Delga M., Grandjacquet Cl. (1972) Présence simultanée de *Protopeneroplis striata* Weynschenk et de *Calpionelles néocomiennes* dans le „Flysch Galestrino” de Lucanie (Italie Méridionale). *Rev. Micropaléont.*, 14, 5, 96–101, 2 f., 1 pl., Paris.
- Casey R. (1971) Facies, Faunes and Tectonics in Late Jurassic-early Cretaceous Britain; Faunal Provinces in Space and Time (edited by F. A. Middlemiss, P. F. Rawson, G. Newall), 153–168, 6 f. *Geol. Journal, Special Issue 4*, Seel House Press, Liverpool.
- (1973) The ammonite succession at the Jurassic-Cretaceous boundary in eastern England. The Boreal Lower Cretaceous (Int. Symposium—London 1972). *Geol. Journal, special Issue 5*, Seel House Press, Liverpool.
- Codârcea Al. (1940) Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinți. *An. Inst. Geol. Rom.* XX, 1–74, maps, geol. sections. Bucharest.
- Cope J. C. W., Zeiss A. (1964) Zur Parallelisierung des Englischen Oberkimmeridge mit dem fränkischen Untertithon (Malm); *Geol.—Bl. NO Bayern*, 14/1, 5–14, 1 f., 1 tab., Erlangen.
- Cope J. C. W., Clements R. G., West I. M. (1969) International Field Symposium on the British Jurassic, excursion no 1, Guide for Dorset and South Somerset (edited by H. S. Torrens). *The Purbeck Beds*, pp. 31–64, f. 32–38, *Geol. Department*, Keele University.





- D e m b o w s k a J., M a r e k S. (1975) Developpement du bassin de sédimentation sur la basse plaine de Pologne à la limite du Jurassique et du Crétacé. (Lyon—Neuchâtel, 1973), *Mém. B.R.G.M.* 86, 110—116, 1 tab., 2 f., Paris.
- D i n u C. (1971) Prezența faciesului cu Bositra buchi (Röemer) în flancul estic al Sinclinalului Hăghimaș, la izvoarele Trotușului. *Bul. Soc. St. Geol. R.S.R.*, XIII, 211—217, 1 f., 2 pl., Bucharest.
- D i n u C., M a t e i V. (1972) Precizări asupra poziției și vârstei Stratelor de Lunca din Sinclinalul Hăghimaș. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 17, 2, 419—424, 1 tab., 2 pl., Bucharest.
- D r a g a s t a n O. (1966) Microfaciesurile Jurasicului superior și Cretacicului inferior din Munții Apuseni (Munții Trascău și Munții Pădurea Craiului). *An. Univ. București, ser. St. Naturii (Geol.—Geogr.)*, XV, 2, 37—47, 3 f., 5 pl., Bucharest.
- (1975) Upper Jurassic and Lower Cretaceous from the Bicz Valley Basin (East Carpathians). *Mém. Inst. Géol., Géoph.*, XXI, 87 p., 5 f., 103 pl., Bucharest.
- D r ă g ă n e s c u A. (1976) Lower Cretaceous Carbonate and Carbonate-evaporite Sedimentation in the East-Wallachian sector of the Moesian Platform (eastern Romanian Plain). *An. Inst. Geol. Geof.*, XLVIII, Bucharest.
- D u r a n d - D e l g a M., G a s i o r o w s k i M. S. (1970) Les niveaux à Aptychus dans les pays autour de la Méditerranée occidentale et dans les Carpathes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 270, 767—770, 3 tab., Paris.
- E n a y R., G e y s s a n t J. R. (1975) Faunes tithoniques des chaînes betiques (Espagne méridionale). Colloque sur la limite Jurassique—Crétacé, Lyon—Neuchâtel, 1973. *Mém. B.R.G.M.* 86, 39—55, 4 f., Paris.
- F i l i p e s c u M., D r a g a s t a n O. (1963) Asupra prezenței unor depozite cu Nannoconus în sedimentele jurasico-cretacice din R. P. Română. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, VIII, 2, 185—193, 15 f., Bucharest.
- F i l i p e s c u M., D r a g a s t a n O. (1963) Resturi de Tintinnidae în depozitele tithonice și neocomiene din R. P. Română. *Stud. cerc. geol., Acad. R.P.R.*, VIII, 3, 333—356, 1 f., 5 pl., Bucharest.
- G a s i o r o w s k i S. M. (1959) Succession of Aptychi faunas in the Western Tethys during the Bajocian-Barremian time. *Bull. Acad. Polon. Sc., sér. Sc. chim., géol. et géogr.*, VII/9, Warsaw.
- (1962) Aptychi from the Dogger, Malm and Neocomian in the western Carpathians and their stratigraphical value. *Studia geologica polonica (inst. of Geology of the Polish Acad. Sc.)*, X, 134 p. 2 f., 6 tab., 8 pl., Warsaw.
- G r a s u C. (1970) Malmul mediu și superior din sinclinalul Tulgheș—Hăghimaș. *Lucr. stațiunii cerc. biol., geol., geogr. Stejarul*, p. 46, 3 f., 3 tab., 11 pl., Piatra Neamț.
- (1970) Considerații privind limita Jurasic—Cretacic în sinclinalul Hăghimașului. *St. cerc. Muzeum St. nat. Piatra Neamț*, 1, 44—53, 1 tab., 2 pl., Piatra Neamț.
- (1971) Recherches géologiques dans le sédimentaire mésozoïque du bassin supérieur de Bicz (Carpathes Orientales). *Lucr. stațiunii cerc. biol., geol., geogr., Stejarul*, 7—55, 17 f., 14 pl., Piatra Neamț.
- (1973) Stratele cu Aptychus din zona Munticelu—Criminiș (Hăghimaș). *St. cerc. Muz. St. nat. Piatra Neamț, ser. geol.-geogr.*, II, 59—64, 1 f., 1 pl., Piatra Neamț.
- G r a s u C., T u r c u l e ț I. (1973) Citeva precizări în legătură cu stratigrafia și poziția structurală a Stratelor cu Aptychus din sinclinalul Hăghimaș. *St. cerc. geol., geof., biologie, Muz. St. nat. Piatra Neamț, ser. geol.-geogr.*, II, 65—74, Piatra Neamț.





- Herbich F. (1877) Geologische Beobachtungen in dem Gebiet der Kalkklippen am Ostende des siebenbürgischen Erzgebirges. *Földt. Közl.* VII, 272—308, 4 f. Budapest.
- Jekelius E. (1916) A Brassói hegyek Mezozoós faunája. *Föld. Intézet évkönyve*, XXIV, 3, 221—315, 23 f., pl. IV—VII, Budapest (in German, in *Jahresb. d. k. ung. geol. R. A.*, XXIV — 1925).
- Książkiewicz M. (1974) Contribution à l'étude de la faune du Tithonique de Wozniki (Carpathes Polonaises occidentales). *Acta geol. polonica*, 24/3, 437—456, 2 f., 10 pl., Warsaw.
- Kudernatsch J. (1855) Beiträge zur geologischen Kenntniss des Banater Gebirgszuges. *Jb. k. k. R. A.*, 2, 219—253, 13 f., Wien.
- Kutek J., Zeiss A. (1975) A contribution to the correlation of Tithonian and Volgian stages: the Ammonite fauna from Brzostowa near Tomaszów Mazowiecki, central Poland. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon—Neuchâtel, 1973. *Mém. B. R. G. M.* 86, 123—128, 1 tab., Paris.
- Le Hegarat G. (1971) Signification stratigraphique de l'horizon de Stramberg (Tchécoslovaquie). *C. R. Acad. Sci. France*, 273—D nr. 15, 1254—1257, 1 tab., Paris.
- (1973) Le Berriasien du Sud-Est de la France. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon*, 43, 1971, 576 p., 70 f., 32 tab., 55 pl., Lyon.
- Le Hegarat G., Remane J. (1968) Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure cévenole. Corrélation des Ammonites et des Calpionelles. *Geobios (Fac. Sc. Lyon)* 1, 7—70, 16 tab., 10 pl., Lyon.
- Lupu M. (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din Munții Trascău. Summary of the doctorate thesis, University of Bucharest.
- Lupu M., Lupu Denisa (1964) Asupra dislocațiilor rupturale din partea de NW a fosei Metaliferilor. *D. S. Inst. Geol.* I/1 (1962—1963), 201—209, 1 f. (map and sections), Bucharest.
- Macovei G., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie — Crétacé. *An. Inst. Geol. Rom.*, jubiliary volume XVI (1931), 63—280, 47 f., 4 tab., 10 pl., Bucharest.
- Marek S., Bielecka W., Szejn J. (1971) Beds at the Jurassic-Cretaceous boundary in the Polish Lowland area. Colloque de Jurassique Luxembourg 1967, *Mem. B.R.G.M. France*, 75, 317—322, 3 f., Paris.
- Marek S., Raczynska A. (1973) The stratigraphy and palaeogeography of the Lower Cretaceous deposits of the Polish Lowland area. The Boreal Lower Cretaceous (International Symposium — London 1972), *Geol. Journal Special Issue* 5, 369—386, 14 f., 1 tab., Seel House Press, Liverpool.
- Morariu Alexandra (1976) Notă asupra Stomiosphaeridaelor (Incertae sedis) din depozitele Kimmeridgianului superior-Neocomianului din zona Reșița (Valea Minișului). *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/3, p. 59—75, 3 f., 2 pl., Bucharest.
- Mrazec L., Popescu-Voitești I., Macovei G. (1912) Sur l'âge des couches de Comarnic. *D. S. Inst. Geol. Rom.* III, 79—82, Bucharest.
- Murgeanu G. (1930) Cretacicul și Terțiarul în împrejurimile Pietroșitei și Bezdeadului, județul Dimbovița. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XIV (1925—1926), 120—139, Bucharest.
- Murgeanu G., Filipescu M. (1934) Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie. *C. R. seances Inst. Géol. Roum.* XXI, 50—54, 1 f., 1 pl., Bucharest.





- Murgeanu G., Patrulius D. (1959) Flișul cretacic din regiunea Pasului Predeluș (Carpații Orientali). *Stud. cerc. geol. Acad. R.P.R.*, IV, 1, 25–35, 1 map., Bucharest.
- Mutihaș V. (1959) Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița – Moldova Nouă (Banat). Ed. Acad. R.P.R., 108 p., 11 f., 8 pl., 1 map., Bucharest.
- (1964) Problema limitelor Berriasianului în zona Reșița–Moldova Nouă. *D. S. Inst. Geol.* L (1961–1963), 151–159, 3 f., Bucharest.
- Năstăsescu S. (1975) Aperçu synthétique sur la géologie des Carpathes méridionales entre le Danube et le Jiu. *Bull. Soc. géol. France* (7) XVII, 3, 359–368, 4 f. Paris.
- Năstăsescu-Bădăluț Aurelia, Năstăsescu S. (1964) Contribuții la cunoașterea microfaciesurilor calcarelor neojurassice și a limitei dintre Jurasic și Cretacic în zona Reșița (Banat). *An. Com. Geol.* XXXIV/2, 231–245, 1 pl., Bucharest.
- Năstăsescu S., Dincă A. (1962) Contribuțiuni la cunoașterea Hauterivianului din zona Reșița – Moldova Nouă (Banat). *D. S. Inst. Geol.* XLVIII (1960–1961), 141–152, 4 f., 3 pl., Bucharest.
- Neagu Th. (1968) Study of the Miliolidae in the Lower Cretaceous of Southern Dobrogea. *Trav. Mus. hist. Nat. Gr. Antipa* VIII, 563–572, 7 pl., 1 fig., Bucharest.
- Neagu Th., Pană Ioana, Dragăstan O. (1976) Microbiostratigrafia cocretacicului calcareos din Dobrogea de Sud. Manuscript.
- Nițulescu O. (1937) Contribuții la cunoașterea faunei jurasice a calcareului de la Săndulești (Turda). *Rev. Muz. geol.-min. Univ. Cluj*, VI/2 (1936), 63–66, Cluj.
- Papiu C. V. (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R., sect. St. biol., agron., geol., geogr.* 5, 1, 107–213, 20 f., 2 pl., Bucharest.
- Paquier V. (1901) Sur la faune et l'âge des calcaires à rudistes de la Dobrogea. *Bull. Soc. géol. France*, N. S., I, 473–474, Paris.
- Patrulius D. (1952) Notă asupra stratigrafiei masivului Bucegi. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVI (1948–1949), 193–200, Bucharest.
- (1954) Observațiuni asupra depozitelor mezozoice din Bucegi și din Perșani. *D. S. Inst. Geol. Rom.* XXXVIII (1950–1951), 136–145, Bucharest.
- (1957) Corelarea Doggerului superior și a Malmului din Carpații Orientali. *Bul. Șt. Acad. R.P.R., sect. geol.-geogr.*, II, 2, 261–273, 1 tab., Bucharest.
- (1964) Asupra prezenței unor calcare cu coprolite de crustacei decapozi (*Favreina salevensis* Paréjas) în Neocomianul inferior din Platforma Moesică (Cîmpia Română). *D. S. Inst. Geol.* L (1962–1963), 2, 325–329, 1 f., 1 pl., Bucharest.
- (1969) Geologia Masivului Bucegi și a Culoarului Dimbovicioara (with summary in French). 321 p., 76 f., 6 pl., 2 maps. Press House of the Academy of S. R. Romania. Bucharest.
- (1971) Unitatea de Vălni: un nou element structural al sistemului pinzelor de Codru (Munții Apuseni). *D. S. Inst. Geol.*, LVII (1969–1970), 5, 155–171, 1 f., 1 pl., Bucharest.
- (1972) Atlas lithofacial de la Roumanie, III. Jurassique – texte explicatif des planches 1, 2, 11 (Kimmeridgien-Tithonique inférieur), 12 (Tithonique supérieur). Institutul Geologic, Bucharest.
- (1976) Les formations mésozoïques des Monts Apuseni septentrionaux : corrélation chronostratigraphique et faciale. *Rev. Roum. géol., géophys., géogr. (Géol.)* (in press) Bucharest.
- Patrulius D., Chiriac I. (1965) La couverture paléogène-mésozoïque de la Plateforme Podolo-russe sous les charriages carpatiques (Putna en Moldavie du Nord). *Reports of the Carp.-Balk. Geol. Assoc.*, VII Congr. 2 (sect. of Stratig., Lith., Paléont.), part II, 87–90, 1 f., Sofia.





- Patrulius D., Jipa D., Ștefănescu M. (1965) Le Flysch tithonique-néocomien des Carpates Roumaines. *Carp.-Balk., Geol. Assoc., VII Congr. Reports*, part. II, 1, 251–255, 2 f., 1 tab., Sofia.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1966) Seriile mezozoice autohtone și pinza de decolare transilvană în împrejurimile Comanei (Munții Perșani). *An. Com. Geol. (Inst. Geol.)*, XXXV, 397–444, 11 f., 3 pl., Bucharest.
- Patrulius D., Popa Elena, Popescu Ileana (1969) Structura pinzei bucovinice în partea meridională a masivului cristalin moldav (Carpații Orientali). *An. Com. Geol. (Inst. Geol.)*, XXXVII, 71–117, 5 f., 1 tab., 3 pl., Bucharest.
- Patrulius D., Avram E., Matei V. (1970) Notă asupra unei faune a Tithonicului inferior (zona Contiguus) din Carpații Orientali (valea Doftanei). *Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)* 15, 1, 135–148, 5 f., 5 pl., Bucharest.
- Patrulius D., Avram E. (1976) Les céphalopodes des Couches de Carhaga (Tithonique supérieur – Barrémien inférieur). *Mém. Inst. Géol. Géoph. XXIV*, 153–201, 9 f., 10 pl., Bucharest.
- Patrulius D., Avram E. (1976) Stratigraphie et corrélation des terrains néocomiens et barrémo-bédouliens du Couloir de Dimbovicioara (Carpates Orientales). *D. S. Inst. Geol. Geof. LXII/4*, 5 f., 1 tab., Bucharest.
- Paucă M. (1941) Recherches géologiques dans les Monts du Codru et de Moma. *Ann. Inst. Géol. Roum. XXI*, 119–174, 13 f., 1 map., Bucharest.
- Pop G. (1973) Depozitele mezozoice din Munții Vlcan. *Press House of the Academy of S. R. Romania*, 155 p., 36 f., 12 pl., 1 map., Bucharest.
- (1974) Les zones de Calpionelles tithonique-valanginiennes du sillon de Reșița (Carpates Méridionales). *Rev. Roum. géol., géophys., géogr. (Géol.)* 18, 109–125, 7 f., 7 pl., Bucharest.
- Popescu G., Patrulius D. (1964) Stratigrafia Cretacicului și a klippelor exotice din Rarău (Carpații Orientali). *An. Com. Geol. XXXIV/II*, 73–130, 8 f., 1 tab., 3 pl., Bucharest.
- Ramalho M. (1971) Contribution à l'étude micropaléontologique et stratigraphique du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur des environs de Lisbonne (Portugal). *Mém. Serv. geol. Portugal* 19 (N.S.), 212 p., 11 f., 17 tab., 39 pl., Lisbon.
- Ramalho M., Rey J. (1975) Etat des connaissances actuelles sur le Jurassique terminal et le Crétacé basal du Portugal. Colloque sur la limite Jurassique-Crétacé, Lyon–Neuchâtel, 1973. *Mém. B. R. G. M.* 86, 265–273, 1 f., 1 tab., Paris.
- Răileanu G. (1953) Cercetări geologice în regiunea Svinița–Fața Mare. *Bul. St. Acad. R.P.R. (secț. biol., șt. agricole, geol., geogr.)*, V, 2, 307–409, 38 f., 2 pl., Bucharest.
- Răileanu G., Bădăluță Aurelia, Pelin M. (1957) Contribuțiuni la cunoașterea faunei cu Aptychus din zona Svinița – Svinecea Mare. *Anal. Univ. București, ser. Șt. Nat.*, 13, 175–178, 16 f., Bucharest.
- Răileanu G., Năstăsescu S., Mutihac V. (1957) Cercetări geologice în regiunea Anina–Doman (zona Reșița – Moldova Nouă, Banat). *Bul. St. Acad. R.P.R., secț. geol.-geogr.*, II, 2, 289–310, 2 f., Bucharest.
- Răileanu G., Popescu Gh. (1964) Studiul micropaleontologic al Cretacicului inferior de la Svinița (Banatul de sud). *Acad. R.P.R., Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 2, 1, 51–60, 29 f., Bucharest.
- Rey J. (1972) Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estramadura (Portugal). *Thèse Sc. Nat. Toulouse*, 529 p., 162 f., 26 tab., 22 pl., Toulouse.





- Rusu A. (1970) Biozonele de calpionele din Tithonic-Neocomianul zonei Svinița (Banat). *Acad. R.S.R., Stud. cerc. geol.*, 15, 2, 489–497, 3 f., 4 pl., Bucharest.
- Săndulescu M. (1967) La nappe de Hăghimaș — une nouvelle nappe de décollement dans les Carpates Orientales. *Assoc. Géol. Carp.-Balc., VIII Congr., Rap. géol.*, 1, 179–185, 1 f., Belgrade.
- (1968) Probleme tectonice ale sinclinalului Hăghimaș. *D. S. Inst. Geol. I.III* (1965–1966), 3, 221–244, 1 map, geol. sections. Bucharest.
- (1973) Contribuții la cunoașterea structurii geologice a sinclinalului Rarău (sectorul central). *D. S. Inst. Geol. LIX* (1972), 5, 59–92, 5 f., 1 map., Bucharest.
- (1975) Studiul geologic al părții centrale și nordice a sinclinalului Hăghimaș (Carpații Orientali). *An. Inst. Geol. Geof. XLV*, 200 p., 20 f., 1 tab., 8 pl., Bucharest.
- Săndulescu M., Tomescu Camelia, Iva Mariana (1976) Date noi cu privire la microfaciesurile și biostratigrafia formațiunilor mezozoice din sinclinalul Rarău. *D. S. Inst. Geol. LXII*, 4 (in press) Bucharest.
- Simionescu I. (1926) Sur quelques fossiles rares dans le Trias et le Crétacé inférieur de la Roumanie. *Bull. Sec. Sc. Acad. Roum.*, X/4–5, 102–109, 10 f., Bucharest.
- (1940) Sur quelques Algues mésozoïques de Roumanie. *Bull. Sect. Sc. Acad. Roum.*, XXII/8, 327–364, 4 f., 3 pl., Bucharest.
- Sliușar B. S. (1971) Iurskie otlojenia severo-zapadnogo Pricernomoria. *A. N. Mold. S. S. R.*, 245 p., 50 f., 21 tab., Chișinev.
- Ștefănescu M. (1973) Efectele mișcărilor intraneocomiene în partea internă a fișului ecocretacic de la Curbura Carpaților. *Stud. cerc. geol., geof., geogr. (Geol.)*, 18, 2, 469–477, 1 f., Bucharest.
- Ștefănescu M., Ștefănescu Marina (1970) Calpionelele din stratele de Sinaia de pe Valea Izvorului (sud de Orașul Sinaia). *D. S. Inst. Geol. LVI* (1968–1969), 4, 75–81, 1 f., Bucharest.
- Teisseyre W. (1908) Ueber die tektonischen Verhältnisse der Südkarpathen am Ialomitza-Fluss und in den Nachbargebieten. *Assoc. Rom. Inaint. și Răsp. St., Congr. II*, 1903, 560–586, Bucharest.
- Tietze E. (1872) Geologische und paläontologische Mittheilungen aus dem südlichen Theil des Banater Gebirgsstockes. *Jb. k. k. geol. R. A.* 22/1, 35–142, 3 f., 1 tab., 9 pl., Wien.
- Turculeț I. (1963) Contribuții la cunoașterea Cretacicului din Chiuveta Rarău. *Anal. Șt. Univ. Al. I. Cuza (s.n.), secf. II (b. geol.-geogr.)*, IX, 59–64, 1 f., Iași.
- (1964) „Stratele cu Aptychus” din chiuveta mezozoică a Rarăului (Carpații Orientali). *Anal. Șt. Univ. Al. I. Cuza (s.n.), secf. II (b. geol.-geogr.)*, X, 45–70, 4 f., 6 pl., 1 tab., Iași.
- (1968) Date noi privind Neocomianul din Chiuveta Rarău—Breaza (Carpații Orientali). *Anal. Șt. Univ. Al. I. Cuza (s.n.), secf. II (b. geol.-geogr.)*, XIV, 79–86, 3 pl., Iași.
- (1971) Cercetări geologice asupra depozitelor jurasice și ecocretacice din cuveta Rarău—Breaza. *Inst. Geol. Stud. tehn. econ., J (Stratigr.)*, 10, 141 p., 14 f., 43 pl., Bucharest.
- Turculeț I., Grasu C. (1965) Asupra vîrstei Stratelor cu Aptychus de la Izvoarele Troțușului. *Anal. Șt. Univ. Al. I. Cuza (s.n.), secf. II (b. geol.-geogr.)*, XI, 45–52, 1 f., 2 pl., Iași.
- Turculeț I., Grasu C. (1967) Les couches à Aptychus dans la partie centrale et septentrionale des Carpates Orientales Roumaines. *Ann. Univ. Reims et A. R. E. R. S.*, V, 159–162, 1 f., Reims.





- Turculeț I., Grasu C. (1968) Contribuții la cunoașterea stratelor cu *Aptychus* din Munții Codrului (Munții Apuseni). *Anal. St. Univ. Al. I. Cuza (s.n.), secf. II (b. geol.-geogr.)*, XIV, 87—92, 1 f., 1 pl., Iași.
- Turculeț I., Grasu C. (1968) Observațiuni asupra Stratelor cu *Aptychus* din regiunea Dămuc—Valea Rece (Hăghimaș). *Lucr. stațiunii cerc. biol., geol., geogr. „Stejarul”*, 1, 1—36, 2 f., 2 pl., 1 tab., Piatra Neamț.
- Turculeț I., Grasu C. (1969) Asupra prezenței Stratelor cu *Aptychus* în regiunea Tulgheșului. *Lucr. stațiunii cerc. biol., geol., geogr. „Stejarul”*, 2, 19—24, Piatra Neamț.
- Turculeț I., Grasu C. (1971) Données stratigraphiques et de corrélation concernant les Couches à *Aptychus* des Carpates Roumaines. *Acta geol. Acad. Sc. Hung.*, 15, 281—289, 2 tab., Budapest.
- Turculeț I., Grasu C. (1973) Asupra prezenței Malmului în paleoautohtonul Munților Perșani. *Stud. cerc. geol., geogr., biol., Muz. șt. nat. Piatra Neamț, ser. geol.-geogr.*, 51—57, 1 pl., Piatra Neamț.
- Uhlig V. (1881) Zur Kenntnis der Malm und Tithonstufe in der Umgebung vom Steyerdorf im Banat. *Verh. k. k. R. A. f.* 1881, Wien.
- Vinogradov C., Dragastan O. (1975) Microfacial study of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous deposits from the central part of the Moesic Platform (Romania). *Rev. Roum. géol., géophys., géogr. (Géol.)*, 19, 105—117, 1 f., Bucharest.
- Zeiss A. (1968) Untersuchungen zur Paläontologie der Cephalopoden des Unter-Tithon der südlichen Frankenalb. *Bay. Akad. Wissen. (mat.-naturw. Klasse)*, Abh. N. F. 132, 190 p., 14 f., 6 tab., 27 pl., München.









# ESSAI SUR LE NÉOGÈNE DE ROUMANIE<sup>1</sup>

PAR

IONEL C. MOTĂȘ<sup>2</sup>, FLORIAN MARINESCU<sup>2</sup>, GHEORGHE POPESCU<sup>2</sup>

## Abstract

*Essay on the Neogene of Romania.* Connected with the evolution of the Carpathian Chain, the Romanian Neogene is made up of different types of molasses which are developed in the Carpathian foredeep, intra- and inter-montane basins and in platforms. Two types of molasses have been distinguished: a lower marine molasse with evaporites (in the Lower and Middle Miocene) and an upper brackish-limnic molasse with lignite (the Upper Miocene and the Pliocene). As a part of the Paratethys area, beside its particular characteristics, the Romanian Neogene has affinities with Central and Oriental Paratethys as well as with the Tethys and Indo-Pacific bioprovinces. The succession of the chronostratigraphic units is treated especially under the aspect of the paleobiogeographic evolution of the assemblages of the marker organisms (calcareous and siliceous plankton, molluscs, etc.). The principal diastrophic phases together with the volcanic activity connected with the evolution of the Carpathian Chain are mentioned too.

Les terrains néogènes occupent une superficie qui recouvre plus que la moitié du territoire de la Roumanie. Leur connaissance (distributions régionales, variations lithologiques, contenu paléontologique) est due en première ligne à l'intérêt économique, car ils contiennent d'importants gisements de hydrocarbures, la totalité des gisements de sel, ainsi que de grandes quantités de charbons.

Le Néogène de Roumanie est représenté par de différents types de molasses liées à l'évolution des Carpates et contrôlées par les mouvements mio-plio-pléistocènes, depuis la phase savique, par les phases styriques, moldave, attiques, rhodanienne, valaque, jusqu'à la phase passadène.

Dans cet ensemble nous pouvons distinguer une molasse inférieure, surtout marine, avec évaporites, et une molasse supérieure, surtout saumâtre et limnique, à lignites.

<sup>1</sup> Reçu le 17 Février 1976, accepté le 20 Février 1976.

<sup>2</sup> Institute de Géologie et de Géophysique, rue Caransebeș no. 1, Bucarest, 32.





Les nombreuses intercalations de tufs volcaniques dans ces molasses révèlent que l'activité volcanique liée au diastrophisme carpatique devient très accentuée au Miocène moyen. Après un affaiblissement relatif au cours du Miocène supérieur, fait suite une forte activité (nombreux et variés types de volcanites avec prédominance de coulées) au Miocène terminal (Pontien) et au Pliocène. Cette phase est liée au commencement de la surrection de l'arc carpatique. Cette nouvelle phase du volcanisme néogène de l'intérieur des Carpates trouve elle-aussi un écho dans la molasse (surtout de l'avant-fosse) : tuffites dans le Malvensien (Méotien inférieur) de Munténie et Olténie correspondant dans la plate-forme aux tuffites de Cleja et de Nuşasca-Ruseni associés à des couches à vertébrés terrestres en Moldavie. Ils se continuent plus à l'est (en URSS), à Cimişlia.

Dans le Roumanien (Pliocène terminal), il y a des apparitions de tuffites en Munténie (vallée Budureasca) et en Transylvanie (Racoş, Baraolt); on y trouve également quelques occurrences au Pléistocène inférieur — Pralea en Moldavie subcarpatique, Baraolt en Transylvanie<sup>3</sup>.

Le Néogène de Roumanie appartient au domaine paléogéographique de la Paratéthys; le Miocène inférieur et moyen présentent dans leur ensemble des affinités surtout avec la Paratéthys centrale et, à certains moments, même avec la Téthys.

Les influences de la Paratéthys centrale vont continuer aussi au Miocène supérieur et au Pliocène, mais des influences orientales se feront remarquées à plusieurs niveaux.

Du point de vue structural, les formations néogènes de Roumanie occupent l'avant-fosse carpatique, les bords subsidents de l'avant-pays (Plate-forme est-européenne, Plate-forme moesienne), certains bassins intramontagneux, le bassin intermontagneux de Transylvanie et la partie orientale de la Dépression Pannonique.

Dans l'avant-fosse carpatique se trouvent des molasses à évaporites, olistostromes, dépôts rouges, tuffites, grandes quantités de conglomérats (parfois des fanglomérats), etc., avec de nombreux épisodes de resédimentation et de remaniement. Il faut noter que certains conglomérats sont constitués en majorité par des éléments provenant de l'avant-pays. Notons aussi un bref épisode continental associé à des dépôts rythmiques, avec des mécanoglyphes, qui présentent des traces de gouttes de pluie et des empreintes de pas d'oiseaux et de mammifères. Situé approximativement entre „l'Horizon" rouge et „l'Horizon" gris (tableau 1), il se poursuit de la courbure des Carpates Orientales jusqu'au nord dans les Subcarpates de l'Ukraine et il est retrouvé dans des formations équivalentes en Hongrie du Nord.

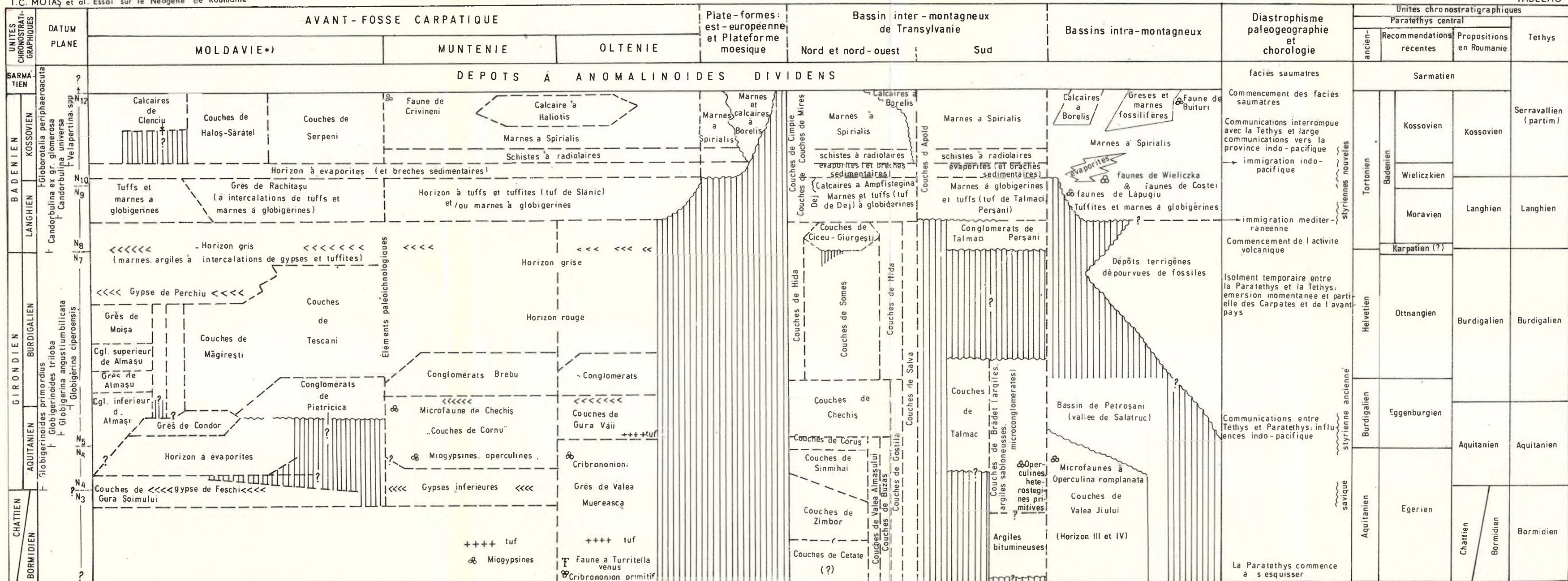
<sup>3</sup> Il faut noter que les tufs volcaniques du Roumanien et du Pléistocène de la Transylvanie du Sud — Racoş, Baraolt — font partie d'un complexe volcano-sédimentaire, lié aux coulées de basaltes. Les restes de mammifères qui les accompagnent précisent leurs âges, ainsi que la limite Pliocène-Pléistocène.





## CORRÉLATION STRATIGRAPHIQUE DES DÉPÔTS NÉOGENES MARINS (INFÉRIEUR ET MOYEN) DE ROUMANIE

TABLEAU 1





Les dépôts sont fortement plissés (plis couchés, plis en écailles, plis diapyras etc.). La partie sud-occidentale de l'avant-fosse (Dépression Gétique) présente toutefois une tectonique beaucoup moins accentuée (c'est une région où les mouvements rhodaniens, valaques et passadènes ne se traduisent pas par des déformations plicatives importantes).

Les bassins intramontagneux (molasses à charbons, parfois avec restes de vertébrés terrestres) contiennent des séries incomplètes et qui ne sont pas synchrones : Oligocène-Miocène inférieur — Bassin de Valea Jiului (Petroșani); Miocène moyen-supérieur — les bassins de Mehădia et de Băhna; Miocène moyen-Pontien — les bassins du bord oriental de la Dépression Pannonique; Miocène supérieur — Bassin de Comănești.

Le bassin intermontagneux de Transylvanie contient des séries molassiques beaucoup plus complètes, dans lesquelles on peut reconnaître presque tout le Néogène.

Sur le bord des plate-formes une sédimentation épicontinentale subsidente débute au Miocène moyen et dure, en fonction de l'évolution locale, jusqu'au Pliocène et parfois même au Pléistocène.

Bien que l'évolution (sédimentogénèse, discontinuités, etc.) soit quelque peu différente dans les aires considérées, il faut remarquer une évidente uniformité biostratigraphique pour l'intervalle Miocène inférieur-Miocène moyen, allant jusqu'à la partie inférieure du Miocène supérieur (Sarmatien). Il en résulte que l'arc carpatique commence à séparer des domaines paléogéographiques différents seulement depuis la seconde moitié du Miocène supérieur (Malvensien).

### Miocène inférieur et moyen (Néogène marin)

La région la plus favorable pour la limite biostratigraphique Paléogène-Néogène se trouve au nord de la Transylvanie (Couches de Buzaș et Couches de Goștila). Il s'agit d'un faciès marin, surtout pélagique, qui va du Rupélien au Miocène inférieur, avec foraminifères planctoniques, quelques ptéropodes et quelques indications d'autres mollusques. Ici se trouve la zone à *Globigerinoides primordius*.

Dans les faciès saumâtres à récurrences marines de type Couches à *Cyrena* (nord-ouest de la Transylvanie, Bassin de Valea Jiului), il y a aussi d'indices pour l'Oligocène supérieur et le Miocène inférieur (d'après les mollusques et aussi avec quelques précisions fournies par les plantes fossiles).

Dans l'avant-fosse carpatique, les indications biostratigraphiques (mollusques, foraminifères) sont extrêmement rares pour le Miocène inférieur. Elles se trouvent seulement dans les couches de Cornu (tableau 1). Il s'agit de quelques miogypsines (*Miogypsina intermedia*, *M. irregularis*, *M. globulina*) (Bombiț et al., 1975), ainsi que des foraminifères planctoniques typiques pour l'Aquitaniien (zone N<sub>5</sub>). Dans un niveau peut-être supérieur on trouve, seulement en deux endroits (Schiulești — Valea Mare, Valea lui Sărăcilă), un grès glauconieux avec des mollusques,





dont *Pecten hornensis*, *P. pseudobeudanti* et ?*P. convexior*, qui représenteraient les premières indications pour le début du Burdigalien (Popa, 1960; Grujinski, 1971; Popovici, 1975).

Toujours dans l'avant-fosse il existe un seul endroit (Valea Muereasca), situé beaucoup plus bas que le niveau équivalent aux Couches de Cornu et aux gypses inférieurs, qui contient une association de mollusques avec *Turitella (Haustator) venus* et plusieurs formes méditerranéennes donnant un ensemble de type égerien (Motăș, Moisesescu, 1975).

Dans un autre endroit (vallée de Bizdidel), à environ 600 m sous les gypses inférieurs, dans le grès de Fusaru-Stirmina, associées aux Couches de Vinețu-Podu Morii avec tufs, se trouvent des miogypsines mal conservées, analogues aux formes précoces de *Miogypsina globulina* (Olteanu, 1973). Nous ajouterons que les quelques indications de nannoplancton se trouvant toujours dans la partie supérieure du „flysch paléogène” des Carpates Orientales parlent aussi d'un âge miocène.

Une limite Paléogène-Néogène dans l'avant-fosse des Carpates serait peut-être à chercher bien au-dessous de la molasse salifère inférieure, c'est-à-dire dans des formations qui, lithostratigraphiquement, sont englobées dans „le flysch paléogène” (Murgeanu et al., 1960). Les termes supérieurs aux Couches de Cornu et leurs équivalents et jusqu'à la base du Miocène moyen (tableau 1) sont pratiquement dépourvus d'indications biostratigraphiques sûres.

Nous ferons remarquer que toutes les données biostratigraphiques concernant le Miocène inférieur de l'avant-fosse carpatique sont encore difficiles à coordonner dans un ensemble chronostratigraphique unitaire; elles sont d'une part assez rares et d'autre part elles sont associées avec de fréquents épisodes de résédimentation et de remaniement<sup>4</sup>. C'est pourquoi le Bassin de Transylvanie doit être considéré région de référence, non seulement pour la limite Paléogène-Néogène, mais aussi pour tout le Miocène inférieur.

D'habitude, pour la stratigraphie du Néogène de Roumanie, même en absence d'éléments biostratigraphiques certains, on a fait appel à des corrélations avec les formations des bassins intra- et extra-alpins de Vienne, où Fr. Schaffer (1927) a précisé leur équivalence avec les étages des bassins d'Aquitaine et du Rhône. C'est ainsi qu'on avait attribué (Dumitrescu, 1952, 1957; Filipescu, 1936; Iorgulescu, 1953; Olteanu, 1958; Popescu, 1952; Voicu, 1953) au Burdigalien les Couches de Coruș et de Chechiș (Transylvanie), à l'Aquitainien ou au Burdigalien les Couches de Cornu (avant-fosse carpatique de Munténie), à l'Helvétien les Couches de Hida (Transylvanie); toujours au Bur-

<sup>4</sup> M. Săndulescu, Elena Mirăuță, M. Micu, Mariana Mărunțeanu, S. Rădan, D. Jipa, A. Popescu, N. Panin, M. Gheorghian, Gh. Popescu. Corrélation des formations miocènes de la zone subcarpatique, en particulier celles des complexes à évaporites (sel gemme, sels de potassium, gypses). [Corelarea formațiunilor miocene din zona subcarpatică, cu privire specială asupra complexelor cu evaporite (sare, săruri de potasiu, gipsuri)]. 1975. Arch. Inst. Géol. Géoph. Bucarest.





digalien les conglomérats de Brebu et Pietricica de l'avant-fosse, à l'Helvétien „l'Horizon", rouge et „l'Horizon" gris de l'avant-fosse, ou au Tortonien les marnes et les tuffites à globigérines (Subcarpathes), respectivement le tuf de Dej (Transylvanie), suivies par la formation à sel (parfois avec brèches sédimentaires), les schistes à radiolaires et les marnes à *Spiralis* (*Spiratella*), etc.

A la suite de la mise en évidence d'une série d'erreurs de corrélation, dès 1968 une nouvelle échelle chronostratigraphique régionale a été proposée pour la Paratéthys centrale (Seneş et al., 1968; Papp et al., 1968). Cette échelle tient compte des particularités de cette bioprovince, à laquelle appartient aussi le Miocène inférieur de Roumanie.

Cette échelle chronostratigraphique régionale, recommandée aussi par le dernier Colloque du Comité pour la stratigraphie du Néogène méditerranéen, a suscité nombre de discussions. Elle comporte des étages (Ottangien, Karpatien), qui représentent des intervalles de temps très courts, même si parfois ils sont représentés par des dépôts d'épaisseurs considérables.

Pour l'échelle chronostratigraphique globale on a proposé celle de la Téthys. Le Néogène marin de Roumanie a une situation paléogéographique particulière, avec de nombreuses influences téthyques. Il s'ensuit que, pour beaucoup de régions, l'utilisation des termes Aquitanien, Burdigalien, Langhien est bien justifiée et nécessaire. Pour certaines régions sont utiles — pour le moment — des termes comme Egérien et Eggenburgien. A la limite Paléogène-Néogène et dans une partie du Miocène inférieur — bien qu'y apparaissent des éléments méditerranéens — les influences de la Paratéthys centrale sont peut-être plus accentuées.

L'utilisation de la nomenclature „classique" et la corrélation avec les bassins types d'Europe des différentes formations ont été faites en Roumanie depuis longtemps, une fondement biostratigraphique moderne, surtout micropaléontologique, n'ayant débuté qu'avec la quatrième décade de notre siècle.

Dans le Bassin de Transylvanie le Miocène inférieur commence dans les Couches de Sin-Mihai et continue dans les Couches de Coruş et de Chechiş. De cette façon, la base du Miocène est tracée, en certains endroits, dans des couches saumâtres à intercalations continentales, qui passent ensuite à des faciès marins à pectinidés. En d'autres endroits, où le faciès marin se maintient sans interruption de l'Oligocène, elle est tracée à l'apparition de *Globigerinoides primordius* (tableau 1). Fait suite une molasse ruditique-arénitique avec épisodes de fanglomérats et de rares intercalations à mollusques et foraminifères à sa base, qui indiquent le Burdigalien (Couches de Hida). Il faut préciser qu'à sa partie sommitale s'individualisent des marnes et des tuffites (Couches de Ciceu-Giurgeşti) dans lesquelles apparaissent les premières foraminifères langhiennes.

Jusqu'à la base du Miocène moyen on peut remarquer dans le Miocène inférieur de Roumanie quelques repères de datation („datum plane") marqués par les foraminifères planctoniques : apparition de *Globigerinoides*



(base du Miocène), disparition de *Globigerina ciperoensis* et apparition de *Globigerinoides sicanus*. Dans le Miocène moyen il y a l'apparition successive des genres *Candorbulina* et *Velapertina*, le dernier se trouvant aussi dans la province indo-pacifique (Popescu, 1976).

Le Miocène moyen représente le maximum d'extension du Néogène marin. C'est le moment de l'établissement de larges communications avec la Téthys et l'océan planétaire. Le fait est souligné par la grande extension du plancton marin (surtout radiolaires, globigerinidés, silicoflagellidés). En même temps, les formations sont plus uniformes dans toutes les régions du pays, en exceptant les zones de plat-forme et les bassins internes, où il y a des épisodes de calcaires détritiques et des calcaires récifaux, avec une abondance remarquable de fossiles.

Dans les zones de molasse, où la succession est complète, s'individualisent deux complexes séparés par un épisode salin, associé parfois à des olistostromes et qui contient les plus importantes accumulations de sel gemme de Roumanie.

Tout l'intervalle chronostratigraphique correspondant au Miocène moyen a été désigné dans notre littérature par le terme Tortonien; il représente le Badénien de la Paratéthys centrale.

Le Badénien a été défini comme un étage régional, avec trois subdivisions plutôt locales, basées sur les foraminifères — surtout les *Uvigerina*. De notre avis, le Badénien serait plutôt un super-étage (toujours régional, correspondant partiellement au Cessolien Téthyque) et qui contient à sa partie inférieure le Langhien et à sa partie supérieure le Kossovien. Le Kossovien a été établi dans les Subcarpates de l'Ukraine et correspond à une partie du Serravallien.

Le Badénien inférieur, prédominant pélagique, contient d'importantes masses de tuffites (le Tuf de Dej en Transylvanie et son équivalent, le Tuf de Slănic, dans les Subcarpates). Il est caractérisé par un riche plancton („marnes” à globigérines dans les Subcarpates), avec des foraminifères, des ptéropodes et des hétéropodes, identiques à ceux du Langhien stratotypique (Stancu, 1974). C'est pourquoi nous considérons que le terme Langhien peut être utilisé sans aucune difficulté en Roumanie. C'est le moment de la plus importante invasion de faune méditerranéenne de tout le Néogène. Cette invasion débute assez brusquement avec le genre *Candorbulina* (synonyme senior du genre *Praeorbulina*), surtout *C. globerosa*. Les espèces les plus fréquentes qui l'accompagnent sont *Globigerinoides sicanus* et *G. transitorius*. Il faut remarquer, pour le début du Langhien, que le rapport entre *G. sicanus* et *Candorbulina* spp. est nettement en faveur de la première; le rapport se modifie progressivement en faveur de la deuxième.

C'est pour ce motif, entre autres, que dans certaines zones de la Paratéthys centrale a été séparée une zone à *sicanus*. Pour nous, il paraît évident que la zone à *sicanus* est un équivalent de la partie basale de la zone à *Candorbulina* (= *Praeorbulina*) (Gheorghian, Popescu, 1975).





L'ingression qui débute à la base du Langhien (Badénien inférieur) progresse pendant tout cet étage et présente un maximum d'expansion au Langhien supérieur et à la base du Kossovien, quand elle gagne aussi les plate-formes. C'est d'ailleurs un phénomène général pour toute la Paratéthys centrale.

Dans la Paratéthys orientale, dont l'extrémité occidentale se trouve dans la Dobrogea, l'invasion marine méditerranéenne n'est guère ressentie. Il serait possible que ce territoire ait été exondé (apud P i s h v a n o v a, 1975), ou bien que ce niveau soit représenté par des dépôts saumâtres à *Rzhehakia* (*Oncophora*), récemment découvert en Dobrogea (R a d o, 1975) et fréquent au Caucase et en Crimée. La microfaune benthique apparaît progressivement vers le milieu du Langhien (zone inférieure à Langénides); elle devient très abondante au Langhien supérieur, accompagnée de nombreuses faunes de mollusques (Lăpugiu, Coștei, Bahna, Delinești).

Les conditions paléogéographiques de la Paratéthys centrale ont favorisé l'installation d'un faciès évaporitique qui succède au Langhien. Ce niveau à évaporites se comporte comme un vrai filtre biotique. C'est à ce niveau que disparaît la plupart des faunes de type méditerranéen. En ce qui concerne la corrélation du niveau à évaporites avec les dépôts badéniens du Bassin de Vienne, d'après les éléments connus il correspondrait à la partie supérieure de la zone à *Spiroplectammina*.

Après le niveau à évaporites s'installe un faciès marin, surtout pélique, très riche en microorganismes siliceux (radiolaires, diatomées, silicoflagellidés, ébriidés) avec de rares microorganismes calcaires (foraminifères planctoniques et nannoplancton). Dans la littérature roumaine de spécialité il est connu sous le nom de schistes à radiolaires. C'est dans cette formation qu'apparaissent aussi les premières *Velapertina*. Ce genre présente une large répartition dans les dépôts péliques surjacents et dans ceux où le plancton calcaire (globigérines et ptéropodes) est accompagné d'un varié benthos. Nous ferons remarquer qu'entre les microfaunes du Langhien et du Kossovien il n'y a que seulement 15 % d'éléments communs.

La richesse en ptéropodes, surtout *Spiratella*, dans ces dépôts péliques du Badénien supérieur, leurs a valu le nom de „marnes à *Spirialis*”.

Il faut remarquer, tout comme pour le Langhien, que dans le Badénien supérieur (Kossovien) l'installation des faunes se fait de façon analogue: d'abord seulement la microfaune planctonique, suivie par la microfaune benthique et ensuite la macrofaune (mollusques, bryozoaires, échinides, coraux etc., accompagnés de rhodophycés) (Buituri, Bassin de Mehadia, Bassin du Zarand, Ogretin-Mierla, Melicești, Crivineni etc.).

Un gisement qui mérite une mention spéciale est celui de Ribîța, dans le bassin intramontagneux de Crișul Alb. Il se trouve dans une formation volcano-sédimentaire, ce qui donne un appui important pour la datation des premières volcanites néogènes des Monts Apuseni.

Dans certaines zones de la Roumanie et surtout en Dobrogea, les influences de la Paratéthys orientale sont assez visibles. C'est le secteur





où l'on a signalé *Rzhehakia*. C'est aussi le motif pour lequel certains auteurs ont préféré à utiliser, pour les dépôts respectifs, le nom de subdivisions du Néogène de la Paratéthys orientale. Les corrélations de cette région avec la Paratéthys centrale sont toutefois possibles, à cause de la présence de mollusques d'origine centrale-européenne. Des éléments de la faune de mollusques originaires de la Paratéthys orientale ont été rencontrés, d'ailleurs, jusque dans les secteurs sud-orientaux de l'avant-fosse carpatique (*Venus konkensis*, à Crivineni), (Popa, 1960).

Le faible pourcentage de formes méditerranéennes dans la partie supérieure du Miocène moyen (Kossovien), et surtout l'absence d'un plancton calcaire commun rendent difficile la corrélation directe avec la Téthys. Dans cet intervalle, la faune de la Paratéthys centrale est beaucoup plus riche en endémismes. C'est aussi le motif pour lequel un nom régional (Kossovien) a été employé pour le Badénien supérieur.

D'après les organismes siliceux et le nannoplancton, le Kossovien peut être corrélié avec les zones à foraminifères  $N_{10}$  (pars),  $N_{11}$ ,  $N_{12}$  et peut-être avec la base de  $N_{13}$  (pour laquelle les données sont encore insuffisantes). De cette façon, le Kossovien est corrélable avec la partie inférieure du Serravallien.

Nous ferons remarquer que non seulement les organismes siliceux (Dumitrică et al., 1975), mais aussi quelques foraminifères planctoniques (Popescu, 1976, sous presse) connues du Kossovien sont également représentés dans la région indo-pacifique. Nous considérons donc que le deuxième renouvellement des faunes et des flores marines planctoniques du Miocène moyen de la Paratéthys (surtout centrale) consiste dans une importante immigration, cette fois orientale, probablement d'origine indo-pacifique.

### Miocène supérieur et Pliocène (Néogène saumâtre-limnique)

Les importantes modifications paléogéographiques de la fin du Badénien, avec une grande extension vers l'est de la Paratéthys, sont en parallèle aussi avec des changements de salinité, qui vont évoluer vers les soi-disant mer-lacs (N. Andrusov). L'installation des faciès saumâtres impose une série de filtres écologiques, qui font évoluer les faunes vers un relatif appauvrissement générique et vers l'apparition de nombreuses formes endémiques. Lorsque leur valence écologique leur permet, une large répartition paléogéographique peut être constatée. Une de ces formes représente la souche de certaines lignées évolutives, qui vont se diversifier pendant tout le Néogène supérieur, quand, excepté l'élément de prochorèse, l'anachorèse va jouer elle-aussi en parallèle, avec la tendance de fragmentation du grand lac sarmatien et l'isolement progressif des bassins pannonique, dacique, euxinique, etc.

Le changement faunique à la limite Badénien-Sarmatien s'est opéré assez brusquement : disparition en masse des stenobiontes, ça coïncide avec d'importants mouvements de l'écorce dans la région de la Plate-forme est-européenne et dans la zone alpino-carpato-caucasienne — c'est la phase





moldave. Il faut retenir que c'est aussi l'un des moments les plus importants du volcanisme néogène carpatique.

Outre quelques genres stenohalins (*Venus*, *Turritella*, *Natica*, *Clavatula*), qui ont réussi à donner quelques représentants à la base du Sarmatien (salinité peut-être encore voisine de la normale), le reste de la faune contient seulement des eurybiontes dérivées toujours d'éléments badéniens.

Notons que la limite Badénien-Sarmatien, d'après les foraminifères, est tracée à l'apparition de *Anomalinoidea dividens* (= *A. predcarpaticus* = *A. certus* = „*A. badensis*” auct. = „*Cibicides lobatulus*” auct.).

On constate dans le Sarmatien inférieur surtout une uniformité faunique et même lithologique pour presque toute la Paratéthys; les variations de lithologie et d'épaisseur sont plutôt locales et liées à la sédimentogenèse des zones considérées. Il y a des différences intéressantes dans une zone d'inflexion du bord de la Plate-forme est-européenne, où se trouvent des récifs barrière, à bryozoaires et *Nubeccularia*, avec tout le cortège de faciès associés. Il y a aussi les calcaires de la Dobrogea. Les récifs, qui s'installent paraît-il dès le Volhynien (parfois peut-être en continuant des calcaires construits du Badénien terminal), présentent une tendance de déplacement vers l'est dans des niveaux stratigraphiques supérieurs, au Bessarabien, au fur et à mesure de l'affaissement du bord de la plate-forme. À l'ouest de cette zone récifale, dans l'aile de plate-forme de l'avant-fosse carpatique, le Bessarabien renferme des calcaires et grésocalcaires rythmiques à lumachelles (Calcaire de Repedea).

Entre les deux zones se trouve un faciès relativement uniforme, pélique, avec des épaisseurs importantes et dont la faune reflète des conditions de sédimentation tranquille (argiles de Ungheni = Couches à *Cryptomactra*). On retrouve ce faciès dans l'avant-fosse, ainsi que sur le bord de la Plate-forme moesienne, d'habitude en continuité avec le Volhynien; il représente la partie inférieure du Bessarabien.

Du point de vue de la microfaune, on remarque dans cet intervalle l'abondance en statocystes de mysides („*Sphaeridia*” auct). Des éléments de la faune des couches à *Cryptomactra*, y compris les mysides, se trouvent aussi dans le Bassin Pannonique, à la partie supérieure du Sarmatien, ce qui démontre que le Sarmatien pannonique contient seulement le sous-étage Volhynien et la première partie du Bessarabien. Le Sarmatien euxinique contient en plus le Bessarabien supérieur et le Kersonien. Dans le Bassin Pannonique, le Sarmatien est suivi par „les Couches à congéries” (Pannonien), tandis que dans celui Euxinique le Kersonien est suivi par le Méotien.

En Roumanie, l'intervalle Bessarabien supérieur-Méotien contient une série d'intercalations avec congéries de type pannonique, qui permettent des corrélations assez bonnes avec le Pannonien. En même temps, dès le niveau de transition entre le Volhynien et le Bessarabien et jusqu'au Méotien, on recontre quelques gisements de mammifères avec *Hipparion*, qui permettent des corrélations encore plus larges.





Au commencement du Sarmatien, l'arc carpatique était probablement à peine représenté par quelques îles. Il devient plus accentué au Bessarabien supérieur, quand il sépare le domaine pannonique du domaine euxinique, avec l'individualisation du domaine dacique. Le diastrophisme est accompagné de volcanisme, les séries sédimentaires contiennent de riches intercalations ruditiques et arénitiques, des formations deltaïques avec restes de mammifères etc. Il s'agit des mouvements attiques.

Pour l'intervalle Bessarabien supérieur-Méotien et pour la corrélation entre les bassins pannonique et dacique-euxinique, ainsi que pour arriver à une légende commune pour la Paratéthys, nous avons proposé le Malvensien (M o t ă ș, M a r i n e s c u, 1969, 1975). Cette unité chronostratigraphique régionale impliquerait l'utilisation du terme Sarmatien seulement dans son sens pannonique, qui a été décrit le premier, c'est-à-dire celui du stratotype. Il faut souligner qu'on n'abandonne pas les subdivisions Volhynien, Bessarabien, Kersonien, Méotien. En échange, nous proposons l'abandon du terme Pannonien (employé en ce moment avec deux sens), qui peut être gardé comme terme régional de faciès.

En ce qui concerne la sédimentation et son contrôle tectonique, li faut souligner que sur la majeure partie du territoire de la Roumaine les dépôts sarmatiens (Volhynien-Bessarabien inférieur) représentent la continuation ininterrompue commencée au Badénien supérieur, avec des ressemblances lithologiques marquées. Il s'agit d'un cycle unitaire de sédimentation, qui s'achève avec une phase diastrophique, associée avec les premières apparitions de *Hipparion* dans le Néogène de Roumanie. A peine le Malvensien représente le début d'un nouveau cycle. Le diastrophisme lié aux mouvements attiques a intéressé aussi l'une des principales nappes de charriage des Carpates Orientales. En effet, dans la zone de courbure, la nappe recouvre un Néogène qui contient, paraît-il, également le Volhynien.

Les principaux groupes d'organismes fossiles mieux connus en ce moment qui permettent une subdivision biostratigraphique de l'intervalle Sarmatien-Malvensien, parfois même des biozones, et qui donnent des marqueurs, sont, parmi les mollusques, les cardiidées, les mactres, les congéries, les trochs; pour certains intervalles aussi *Ervilia*, *Abra*, *Modiolus*, *Mohrensternia*. Parmi les foraminifères, les miliolides, les elphides, les nonionides. Parmi les ostracodes, *Leptocythere*, *Antibus*, *Xestoleberis*, *Hemicytheria*, *Heterocythereis*, *Urocythereis*, *Candona*. Parmi les organismes siliceux ce sont les silicoflagellidés qui donnent des marqueurs importants pour des corrélations à grande échelle. Elles sont présentes dans l'avant-fosse occidentale (Dépression Gétique), la partie occidentale du Bassin de Transylvanie, le Bassin du Zarand.

Le Volhynien et le Bessarabien inférieur sont caractérisés par des dépôts pélitiques avec silicoflagellidés et ébriides. Celles-ci existent aussi en Dobrogea méridionale, mais là-bas elles se trouvent seulement à la partie moyenne du Bessarabien. Il faut remarquer que parmi les espèces qui constituent les associations de silicoflagellidés et ébriides il y a aussi





des éléments nouveaux, qui ont pris naissance dans la Paratéthys à la suite du changement de salinité, aussi que des éléments cosmopolites : *Cannopilus depressus*, *Paradietiocha apiculata*, *Hermesinum schulzi*, *H. adriaticum*, *Ammodochium rectangulatum*, *Parathramium clathratum*, *Podamphora elgeri*, etc. Ces derniers peuvent être soit des survivants du Badénien (Kossovien), soit les témoins de certaines liaisons avec le domaine indo-pacifique. Quelques faits paraissent étayer ce dernier point de vue (Dumitrică, information orale) :

1. Des dépôts avec silicoflagellidés sarmatiens semblables à celles de Roumanie ont été récemment découvertes dans la zone caucasienne, ce qui laisse à prévoir leur extension encore plus à l'est.

2. Des exemplaires de *Distephanus schauinslandii* tout à fait identiques avec ceux du Sarmatien inférieur ont été récemment découverts au nord du Pacifique, au sud des Îles Aleutiques dans des sédiments approximativement synchrones — „Miocène supérieur” (Ling, 1973).

3. Dans le Mohnien<sup>5</sup> moyen de Californie il y a des dépôts avec statolithes de mysidés, qui paraissent se situer au même niveau stratigraphique que les couches à statolithes de mysidés („*Sphaeridia*” auct.) du Volhynien terminal-Bessarabien inférieur de la Paratéthys.

Dans l'intervalle Sarmatien-Malvensien, à l'extérieur de l'arc carpatiche, dans les bassins dacique et euxinique, les cardiidés présentent une évolution rapide, caractérisée par une diversification morphologique particulière : simplification de la charnière, réduction du nombre de côtes (avec apparition des épines) ; des tendances qui annoncent les sens de l'évolution des limnocardiidés qui débutent au Pontien.

Les mactres, au début du Sarmatien avec peu de formes, présentent un maximum au Bessarabien et une forte recession au Kersonien. Il faut remarquer que dans le Kersonien (partie supérieure du Sarmatien euxinique) nous assistons à un accentué appauvrissement des faunes ; parmi les mollusques, ce sont les mactres qui demeurent presque en exclusivité avec des formes très variées ; elles donnent parfois d'importantes accumulations de calcaires. Ces calcaires se trouvent en Dobrogea méridionale et en quelques lentilles dans la partie externe de l'avant-fosse carpatiche.

Les *Abra* se trouvent seulement à la partie inférieure du Volhynien, tandis que les *Ervilia*, dont la présence est aussi importante du point de vue numérique (de même que pour les *Mohrensternia*), montent jusqu'à la partie basale du Bessarabien. Les *Abra* et les *Ervilia* se retrouvent, avec d'autres espèces, également dans le Méotien. Leur origine phylogénique devrait être cherchée chez les ancêtres volhyniens ; quant à leur origine paléogéographique, elle est encore un problème à résoudre. Le même problème se pose aussi pour les cardiidés méotiens, dont la souche ne peut pas être bessarabienne.

En ce qui concerne les Congéries, celles de l'extérieur de l'arc carpatiche proviennent par prochorèse de celle du Bassin Pannonique. En quittant leur domaine d'origine, elles se sont diversifiées et ont donné de

<sup>5</sup> Etage marin corrélé avec le Clarendonien (étage mammalien).





nombreux endémismes. Au Bessarabien supérieur elles sont connues en Moldavie centrale, le Bassin de Comănești et en plusieurs endroits de l'avant-fosse; elles correspondent à la partie inférieure du Malvensien de Pannonie (zone B du Pannonien). Celles du Méotien basal ont immigré, en majeure partie, de l'ouest, toujours de Pannonie, tandis que quelques formes des groupes *panticapaea*, *novorossica*, *navicula* etc. ont évolué sur place dans les bassins dacique et euxinique. Elles donnent d'ailleurs des espèces caractéristiques pour ces bassins, surtout pour la partie supérieure du Méotien.

Dans le Bassin Pannonique les cardiidés qui suivent à l'intervalle du Sarmatien stratotypique et qui caractérisent le faciès pannonique du Malvensien se diversifient en donnant une famille nouvelle, les limnocardiidae, qui constitue la souche des cardiidés pontiennes. C'est un groupe qui, en se diversifiant beaucoup, va peupler toute la Paratéthys à la partie supérieure du Néogène. De Pannonie vont émigrer à certains moments les formes originaires des faunes de limnocardiidés du Pliocène est-européen. Le commencement du Méotien admet, dans la partie nord du Bassin Euxinique, le début d'un épisode marin avec *Dosinia*, *Abra*, *Cardium*, etc., tandis que dans le Bassin Dacique, il y a un faciès dulçaquicole, où avec les congéries coexistent beaucoup d'unionides (même un endémisme très intéressant du point de vue phylogénique — *Teisseyreomya*) et *Theodoxus*. Le faciès marin avec *Dosinia* paraît s'installer progressivement de l'est vers l'ouest, en substituant le niveau dulçaquicole antérieur. Cet épisode marin est assez rapidement substitué par des alternances de faciès saumâtres plus ou moins dulçaquicoles et même avec de nombreux éléments de faune terrestre (*Helix*). Le long des Subcarpates (avant-fosse) se trouvent de nombreuses coupes qui permettent une étude détaillée de la limite Kersonien-Méotien, meilleures que celles de la région stratotypique du Méotien.

Les modifications paléogéographiques qui ont permis l'invasion marine du Méotien inférieur (qui se traduisent parfois par des ingressions) ont un pendant dans le Bassin Pannonique, où nous assistons aussi à l'extension du lac-mer. Ce phénomène se répète au niveau du Méotien supérieur, quand aux ingressions de l'extérieur des Carpates coïncide l'ingression de la zone E du Pannonien. Même avec ces ingressions, le Méotien occupe, dans son ensemble, une superficie moindre que le Sarmatien; cette tendance débute avec le Bessarabien supérieur. L'extension graduelle des terres fermes ont permis les grandes migrations des faunes de vertébrés avec *Hipparion*.

L'étage suivant du Néogène, le Pontien, représente une nouvelle étape dans l'évolution paléobiogéographique. Son début coïncide aussi avec le commencement d'une diversification des organismes. Ses dépôts recouvrent une superficie beaucoup plus étendue que celle du Malvensien. En même temps s'établissent des communications beaucoup plus larges, non seulement entre les bassins de la Paratéthys, mais aussi entre ceux-là et la Téthys, avec des implications en Méditerranée occidentale et en Egée. En effet, le lac-mer du Pontien s'étend à l'est jusqu'au lac d'Aral





et à l'ouest jusque sur les bords de la Péninsule Ibérique. Ce moment est marqué par l'apparition de genres nouveaux, avec une importante modification de la faune, surtout des mollusques, qui vont évoluer ensuite pendant tout l'intervalle du Pliocène.

Les plus importantes familles de mollusques étudiées jusqu'à présent sont les dreissenidés et les limnocardiidés, auxquelles on peut ajouter les linnéidés (surtout le genre *Valenciennius*), les melanopsidés et les viviparidés.

Les limnocardiidés pontiens ont une origine surtout pannonique, mais ils proviennent aussi de la région égéenne (*Prosodacninae*). Leur évolution est assez rapide, avec une diversification morphologique très marquée. Cette diversification se poursuit jusqu'à la fin du Pliocène, quand la plupart vont s'éteindre.

Il faut souligner que dans le Bassin Pannonique, avec ses conditions d'isolement géographique, a eu lieu une forte spéciation (exemple frappant d'anachorèse). En même temps, le Bassin Dacique, avec ses caractères mixtes, a constitué la principale voie de prochorèse entre la Pannonie et l'Euxinie. C'est aussi le lieu de continuation de la spéciation, qui débute à l'ouest des Carpates et qui donne le point de départ de certaines lignées qui vont se reprendre en Euxinie, parfois à des niveaux stratigraphiques plus jeunes.

Parmi les genres les plus importants d'origine pannonique, nous mentionnons *Limnocardium* (avec les sous-genres *Tauricardium*, *Bosphoricardium*, *Arpadicardium*), *Chartoconcha*, *Parvidacna*, *Pseudocatillus*, *Plagiodacna*, *Pontalmyra*, *Crassadacna*, *Arcicardium*, *Paradacna*, *Valenciennius*. Parmi les formes d'origine égéenne et avec large extension au Pontien inférieur sont à retenir : *Pseudoprosodacna*, *Prosodacnomya* et le sous-genre *Euxinocardium*.

Pour les ostracodes, on peut mentionner les genres *Bakunella*, *Pontoniella* et *Pontoleberis*.

Parmi les genres de mollusques qui donnent même des marqueurs biostratigraphiques pour les sous-divisions du Pontien, sont à signaler *Valenciennius* et *Dreissenomya*, avec une très intéressante histoire phylogénique et paléobiogéographique. Les formes souches se trouvent dans le Méotien inférieur du Bassin Dacique (dreissenomyes primitives et le genre *Velutinelus*). Il paraît que le filtre biotique constitué par l'épisode à *Dosinia* n'a pas permis leur évolution sur place. Leur évolution se continue dans le sud-est du Bassin Pannonique où s'étaient réfugiés ces éléments. C'est d'ici qu'ils reviennent dans le Bassin Dacique au commencement du Pontien, afin de poursuivre leur prochorèse à l'est, vers l'Euxinie.

La limite inférieure du Pontien est moins tranchante dans le domaine pannonique où l'évolution normale de la faune et l'absence des coupes favorables rendent parfois cette limite difficile à saisir. En échange, dans le Bassin Dacique ce plan est très bien marqué. C'est dans ce bassin que se fait le mélange des immigrants pannoniques et euxiniques. Le secteur occidental de ce bassin contient surtout des éléments dont l'origine se place à l'ouest des Carpates ; le secteur oriental est dominé par la soi-disant



„faune d'Odessa”, qui est d'ailleurs d'origine égéenne. Ainsi, les faciès pélitiques du Bassin Dacique contiennent *Limnocardium zagrabiensis*, *L. riegei*, *Paradaena abichi*, *Pontalmyra otiohora*, *Valenciennius* et *Congerina digitifera*, connus aussi dans le Bassin Pannonique.

Dans la partie orientale du Bassin Dacique, surtout dans des zones où il y a aussi des calcaires, on trouve dans les intercalations arénitiques à *Pseudoprosodacna littoralis*, *Prosodacnomya rostrata*, *Pontalmyra novorossica*.

Dans la Moldavie méridionale, qui appartient déjà au Bassin Euxinique, on trouve des arénites dans lesquels prédomine le groupe de *Pseudoprosodacna littoralis* (sables de Jalpug).

Le Pontien moyen (Portafférien) représente le moment des plus larges communications des bassins de la Paratéthys et même peut-être avec la Téthys occidentale aussi.

Le fait est souligné par l'uniformisation de la faune, beaucoup d'éléments étant connus depuis la Pannonie et jusque dans la zone caucasienne. Les plus importants en sont : *Congerina rhomboidea*, *C. subrhomboidea*, *Parvidacna*, *Euxinocardium subodessae*, etc.

Bien que le Pontien moyen soit très répandu, nous remarquons son absence dans le Bassin de Transylvanie. En général, cet intervalle est moins dominé par le faciès pélitique, les dépôts arénitiques donnent l'impression d'être plus fréquents. Aussi, dans certains secteurs — surtout dans la partie est de la Dépression Gétique (partie occidentale de l'avant-fosse carpatique), s'installe un faciès palustre, à charbons (lignites) et une faune caractéristique de mollusques qui trahit une salinité plus basse que celle du reste du bassin.

Les larges communications du Pontien moyen entre les bassins de la Paratéthys représentent un épisode de courte durée, suivi par le commencement de l'isolement relativement intermittent de ces bassins.

Avec le Pontien supérieur (Bosphorien) s'isole définitivement le Bassin Pannonique ; entre les bassins Dacique et Euxinique, les liaisons demeurent encore assez larges. Les faunes de mollusques connues permettent des corrélations biostratigraphiques très exactes ; les aspects lithologiques sont fréquemment identiques. En même temps, dans certaines zones le faciès palustre continue.

En général, la faune de mollusques représente la continuation de celle du Pontien moyen, beaucoup moins variée, mais très abondante. Sont à mentionner surtout *Pontalmyra*, *Didacnomya*, *Phyllocardium* et les sous-genres *Tauricardium*, *Bosphoricardium* et *Arpadicardium*. S'ajoutent quelques endémismes daciques (*Lunadaena*, *Stylodacna*) ou des genres qui ont le point de départ au Bassin Dacique et gagnent aussi le Bassin Euxinique (*Parapachydacna*).

En même temps, dans le Bassin Pannonique (isolé) s'installe un faciès prédominant lacustre et potamique, dans lequel se trouvent, tout à fait localement, des formations saumâtres avec *Prosodacna*. Dans certaines régions bordières se trouvent aussi des formations palustres.





Les formes prédominantes surtout dans le Sud-Est du Bassin Pannonique sont les viviparidés et les unionidés, dont quelques-unes ont pu s'infiltrer aussi dans le Bassin Dacique. Il est difficile, à ce moment, de délimiter la partie supérieure du Pontien dans le cadre de ce faciès à paludines.

Le Dacien, étage superposé au Pontien, représente un autre moment important dans l'évolution des faunes — surtout des mollusques, qui présentent le même sens évolutif, avec tendance à gérontisme chez quelques lignées (agrandissement de la taille, épaississement de la coquille, le caractère fort prosogyre, simplification maximale de la charnière, complication de l'ornementation etc.). Les groupes respectifs disparaissent d'ailleurs à la fin du Dacien. On a affaire surtout à des cardiidés.

Du point de vue paléogéographique et biostratigraphique, nous distinguons dans le Dacien deux subdivisions nettes (Andreescu, Papaianol, 1975). La partie inférieure (Gétien) occupe une région plus large dans tout le Bassin Dacique. La partie supérieure (Parscovien) occupe seulement la partie orientale du bassin (Dépression Valaque). Dans le Bassin Pannonique, au moins pour le territoire de la Roumanie, il n'y a pas d'éléments biostratigraphiques plaidant pour le Dacien. Quelques formations à caractères continentaux pourraient éventuellement lui être attribuées.

Dans le Bassin Dacique, le Dacien inférieur contient des dépôts argileux et sableux, avec la prédominance d'un faciès palustre ayant, dans sa partie occidentale, de nombreuses intercalations de lignites. Ce faciès représente la continuation et la migration vers l'ouest des dépôts palustres signalés depuis le Pontien moyen. C'est une molasse cyclothématique qui se continue jusqu'au Pléistocène, faiblement affectée par le diastrophisme Plio-Pléistocène, mais avec quelques discontinuités au Dacien supérieur.

Dans le secteur oriental du Bassin Dacique, dans la région de courbure des Carpates Orientales<sup>6</sup>, le Dacien fait partie d'une puissante suite de molasses à rythmicité avancée (les couches de Milcov).

La faune du Dacien inférieur, tout en continuant celle du Pontien supérieur, en est sensiblement différente. On y constate, de même que pour le Kimmérien du nord et ouest du Bassin Euxinique, l'apparition de nouveaux taxons à côté de ceux qui persistent du Pontien. Signalons le développement des genres *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Stylodacna*, *Prosodacna s. str.*, *Zamphiridacna*, *Dacicardium*, les premières apparitions de sous-genre *Ecericardium* et du sous-genre *Psilodon*, le dernier représentant du sous-genre *Tauricardium*.

Le Dacien supérieur est prédominant argileux-sableux, avec beaucoup moins d'intercalations de lignites. Sa faune contient les derniers représentants des groupes qui ont eu une large répartition au Dacien inférieur (*Dacicardium*, *Stylodacna*, *Prosodacna s. str.*, *Pachydacna*, *Parapachydacna*, *Pontalmyra*), ainsi que plusieurs représentants des

<sup>6</sup> Zone de subsidence active pendant tout le Néogène, le Pléistocène et jusqu'au Récent



groupes qui commencent et qui achèvent leur évolution pendant le Dacien (sous-genre *Psilodon*, *Zamphiridacna*, *Horiodacna*, *Limnodacna*).

Dans le Bassin Euxinique, l'étage homologue est le Kimmérien, avec la limite inférieure synchrone au Dacien. Les différences de composition faunique, le peu d'éléments communs (*Horiodacna*, *Limnodacna*, *Prosodacna* ex. gr. *longiuscula*, *Eccericardium*, certaines espèces de *Congerina* etc.), ainsi que les nombreux endémismes de deux côtés montrent que les liaisons entre les deux bassins étaient plutôt intermittentes (P a p a i a n o p o l, 1975). Cet isolement, qui s'accroît dans l'étage suivant, empêche une corrélation exacte des limites supérieures du Dacien et du Kimmérien, ainsi que pour les subdivisions de ces étages. C'est d'ailleurs pourquoi, dans la Paratéthys orientale le terme Kimmérien persiste, pour le moment, comme étage régional, bien que le Dacien y soit prioritaire. Toutefois, des éléments communs existent dans les dépôts des deux étages homologues et ils permettent aussi la corrélation de certains intervalles.

Le Romanien, comme dernier étage du Néogène, marque le commencement du colmatage de l'avant-fosse carpatique et de tout le Bassin Dacique, avec des faciès lacustres, palustres, potamiques et terrestres. Il contient d'importantes accumulations de lignites, des dépôts à mammifères (associations du Pliocène terminal) et une riche faune d'unionidés et viviparidés, encore peu étudiée.

Sa répartition certaine implique tout le Bassin Dacique, le Sud de la Moldavie (extrémité occidentale du Bassin Euxinique) et un secteur à l'intérieur des Carpates (Bassin de Căpeni—Baraolt). Pour le moment, il n'a pas pu être daté biostratigraphiquement dans le Bassin Pannonique.

En dehors de la zone de courbure des Carpates Orientales, où il y a sédimentation continue (et où se trouve le stratotype), vers l'ouest du Bassin Dacique le Romanien repose sur le Dacien inférieur où sur des termes plus anciens.

Il est intéressant de noter que parfois il est suivi, au Pléistocène inférieur, par le même faciès palustre, à charbons et restes de mammifères, ainsi que des mollusques dulçaquicoles. De cette façon l'analyse des faunes de mammifères successives du Pliocène terminal et du Pléistocène a permis de fixer la limite Pliocène-Pléistocène et de corréler le Romanien avec le Czarnotien (M a c a r o v i c i, 1975).

### Quelques considérations sur la limite Miocène-Pliocène

Des étages du Néogène de la Paratéthys, nous avons dans le Bassin Dacique seulement les stratotypes du Dacien et du Romanien (celui du Malvensien est encore en étude). Les coupes existant dans ce bassin offrent en échange des stratotypes de limite (boundary stratotype) pour toute les subdivisions du Miocène moyen et supérieur. Quelques-uns de ces coupes sont meilleurs ici que dans les régions stratotypiques.

Rappelons que la région de référence pour le Miocène inférieur est le Bassin de Transylvanie. Pour le Miocène moyen, les Subcarpathes et le





## CORRELATIONS STRATIGRAPHIQUES DES FORMATIONS SAUMÂTRES ET LIMNIQUES DU NEOGENE SUPERIEURE DE ROUMANIE

TABLEAU 2

Subdivisions chronostratigraphiques		Bassins intramontagneux des Monts Apuseni et du Banat (Bassin Pannonique)		Transylvanie	Avanfosse carpatique (Bassin Dacique)	Moldavie Plate-forme est-européenne (Bassin Euxinique)	Subdivisions de la Paratéthys orientale	Diastrophisme et paléogéographie	Chorologie	Répartition de quelques taxa marqueurs en Roumanie		Subdivisions chronostratigraphiques
Téthys	Paratéthys centrale		Volcanisme *)							Bassin Dacique	Bassin Pannonique	
Zancéen-Tabianien	ROMANEN						Aktchagyllien	valaque				Romanien rm
	Parscovien						Kimmerien					pv
Messinien	Getien											gt
	Bosphorien											bph
Tortonien	Portaferrien						Pontien					pf
	Odessien											od
Serravalien	Moldavien						Meotien					md
	Malvensien											ol
	Chersonien											Ks
	Bessara-bien sup.											bs2
	Bessara-bien inf.						Sarmatien					bs1
	Volhytien											vh
	Sarmatien											
	Badénien											
	Badénien sup.						Konkien					



Bassin de Transylvanie; pour le Sarmatien (sens euxinique) les régions de référence sont le Plateau moldave (extrémité occidentale du Bassin Euxinique) (seulement par la richesse en mollusques) et les Subcarpates (partie sud-occidentale de l'avant-fosse). Ensuite, pour le Méotien, Pontien, Dacien et Romanien, la principale région de référence demeurent les Subcarpates (zone des plis diapys et surtout la Dépression Gétique) (tableau 2).

Pour discuter la limite Miocène-Pliocène, non seulement dans notre pays, mais même pour toute la Paratéthys, il faudrait qu'il existe d'abord un consensus unanime sur les critères employés autant pour le domaine marin que pour celui continental.

Pour des raisons pratiques, dans la littérature roumaine ancienne cette limite était tracée à la base du Méotien. La proposition de N. A. d r o u s s o v de tracer cette limite à la base du Pontien, admise par de nombreux spécialistes de l'URSS et aussi par W i n k l e r - H e r m a d e n (1960) n'a eu chez nous qu'un seul écho (S a u l e a, 1965). Auparavant, S u s e t t e G i l l e t, qui avait étudié les situations de Roumanie, avait proposé la base du Dacien. En 1965, M a c a r o v i c i et al. ont pensé que le moment de maximum extension du lac-mer pontien moyen (Portaférien) pourrait coïncider avec la transgression plaisancienne.

Si le début du Pliocène correspond en Téthys à une importante transgression marine avec renouvellement de plancton, en Paratéthys elle correspondrait à une forte fragmentation de cette bioprovince, le commencement de l'isolement du Bassin Dacique de celui l'Euxinique (au Dacien), donc à la diversification des faunes par isolement géographique.

C'est un phénomène exactement inverse de ce qui se passe au Messinien, quand nous assistons à la prochorèse à l'ouest des faunes saumâtres dans les régions nord-méditerranéennes (si le Pontien, et surtout sa partie moyenne, correspond au Messinien). Cette prochorèse aurait pu être favorisée justement par le rétrécissement du bassin marin de la Téthys, sur les bords de laquelle pourraient apparaître des secteurs d'eau saumâtre-adoucie, dans laquelle pouvaient se développer des éléments immigrés, d'origine orientale.

En tout cas, nous pensons que tous ces aspects devraient être pris en considération, afin de pouvoir définir la base du Pliocène, ainsi que les corrélations Téthys-Paratéthys.

Cet article essaye de présenter la biostratigraphie du Néogène de Roumanie, surtout en se basant sur la chorologie des organismes marqueurs et sur l'évolution paléogéographique de ce territoire, dans le cadre de la Paratéthys. On a souligné les étapes les plus importantes et les moments quand les liaisons avec la Téthys ont été mieux marquées. A la fois, on a pu reconnaître quelques épisodes de liaisons plus larges encore, même avec la province indopacifique. Nous espérons que dans un proche avenir les corrélations avec la Téthys seront encore plus précises.





## BIBLIOGRAPHIE

- Andrescu I. (1975) Romanian (in : Steininger F., Nevesskaya L.A., Stratotypes of Mediterranean Neogene Stage, 2, pp. 131–138), Bratislava.
- (1975 b) Prosodacniform Lymnocyprids, biostratigraphic markers of the Upper Neogene from Paratethys. VI-th Cong. Medit. Neog. Strat., Proc., pp. 145–148, Bratislava.
  - Papaianopol I. (1975) Dacian (in : Steininger F., Nevesskaya L.A., Stratotypes of Mediterranean Neogene Stage, 2, pp. 57–70, Veda), Bratislava.
- Bombiță G. (red. coord.) (1975) Guide micropaléontologique du Mésozoïque et du Tertiaire des Carpates roumaines. 14-th Eur. Micropal. Coll., Inst. Geol. Geof., 197 p., București.
- Bombiță G., Gheorghian M., Popescu Gh. (1975) Lower Miocene at Cornu (Prahova valley). Excursion T. In : 14-th Eur. Micropal. Coll., Guide, Inst. Geol. Geof., pp. 185–190, București.
- Borcoș M. (1976) Geological and metallogenetical elements of the evolution of the Neogen volcanism (Apuseni Mountains). Rev. roum. géol., géogr., géoph., sér. Géologie (Sous presse).
- Cicha I., Seneș J. (1968) Sur la position du Miocène de la Paratethys centrale dans le cadre du Tertiaire de l'Europe. Geol. Carp., 19 (1), pp. 95–116, Bratislava.
- Marinescu Fl., Seneș J. (1975) Correlation du Néogène de la Paratethys centrale. Geological Survey, 33 p., Praha.
- Dumitrescu I. (1952) Studiul geologic al regiunii dintre Oituz și Cozia. An. Com. Geol. XXIV, p. 195–270, București.
- (1957) Asupra faciesurilor și orizontării Cretacului superior și Paleogenului din bazinul Lăpușului (nordul depresiunii Transilvaniei). Lucr. Inst. Petrol-Gaze, III, pp. 19–48, București.
- Dumitrică P., Gheța N., Popescu Gh. (1975) New data on the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian area. D. S. Inst. Geol. Geoph., LXI/4, pp. 65–84, București.
- Ebersin A. G., Motăș I., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966) Afinități pannonice și euxinice ale Neogenului superior din Bazinul Dacic. Stud. cerc. geol., geogr., geof., ser. Geologie, 11(2), pp. 463–481, București.
- Saganov V. C. (1958) Sur une cendre volcanique dans les dépôts méotiens de la R. S. S. Moldave (en russe). Dokl. Ak. N. SSSR, 120 (1), Moscou.
- Filipescu M. G. (1936) Recherches géologiques entre la vallée du Teleajen et la vallée de la Doftana (district Prahova). An. Inst. Géol., XVII, pp. 545–648, București.
- Gabounia L., Rubinstein M. (1974) Certaines questions de bio- et chronostratigraphie du Néogène de L'Eurasie. Mem. B. R. G. M. 78 (1), pp. 149–152, Paris.
- Gheorghian M., Popescu Gh. (1975) Synthetic micropaleontological review on Romania. Miocene. In : 14-th Eur. Micropal. Coll., Guide, Inst. Geol. Geof., pp. 49–51, București.
- Gillet Susette (1943) Les Lymnocypridés des couches à congéries de Roumanie. Mém. Inst. Géol. Roum. 4, 118 p., București.
- (1961) Essai de paléogéographie du Néogène et du Quaternaire inférieur d'Europe orientale. Rev. géol. phys. et dynam., 4 (4), pp. 218–250, Paris.
- Giușcă D., Borcoș M., Lang B., Stan N. (1973) Neogene volcanism and metallogenesis in the Gutâi Mountain. Symp. Volc. Metal., Guide to Excursion 1 AB, 50 p., Inst. Geol., București.





- Givulescu R., Olos E. (1973) Paläobotanische studien im Terliär Siebenburgens. *Mém. Inst. Géol.*, 19, 59 p., 21 pls., București.
- Grujinski C. (1971) Date noi asupra depozitelor situate între rocile oligocene și conglomeratele tip Brebu din zona terminației de NE a sinclinalului Slănic. *Bul. I. P. G. G.* XVII, București.
- Iorgulescu Th. (1953) Contribution à l'étude micropaléontologique du Miocène supérieur de la Munténie orientale (Prahova et Buzău). *An. Com. Géol.*, XXVI, pp. 25—222, București.
- Istocescu D., Istocescu Felicia (1974) Considerațiuni geologice asupra depozitelor neogene din bazinul Crișurilor. *Stud. cerc. geol. geogr., geof., ser. Geologie*, 19 (1), pp. 115—127, București.
- Jeanrenaud P. (1971) Harta geologică a Moldovei centrale dintre Siret și Prut. *An. Șt. Univ. Al. I. Cuza Iași, ser. n., sect. II, Geol.*, 17, pp. 65—78, Iași.
- Koch A. (1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landstheile II Neogene Abt., Budapesta.
- Krejci-Graf K. (1932) Parallelisierung des südosteuropäischen Pliozän. *Geol. Rundschau*, 23 (6), pp. 300—339, Berlin.
- Lubnescu Victoria, Marinescu Fl., Pavnotescu Viorica (1974) Comentarii asupra faunei cu congerii din Bessarabianul superior de la valea Sării (depreșiunea subcarpatică a Moldovei meridionale). *D. S. Inst. Geol.*, LX/4, pp. 131—138, București.
- Macarovici N. (1973) Sur la faune à Hipparion du Néotien et du Pontien de la Roumanie. *Muz. St. Nat. Piatra Neamț, Stud. cerc. geol., geogr., biol., ser. Geol.-Geogr.*, II, pp. 79—84, Piatra Neamț.
- (1974) Le développement des dépôts sarmatiens en Moldavie (Roumanie). *Chronostratigraphie und Neostatotypen*, IV, M 5, *Sarmatien*, pp. 114—117, Bratislava.
  - (1975) Sur la limite entre le Pliocène supérieur et le Pléistocène inférieur en Roumanie, établie d'après le critère des Mammifères fossiles continentaux. *Trab. Neogeno-Cuaternario*, 4, *Act. Coloq., Montpellier*, 1974, pp. 105—111, Madrid.
  - Jeanrenaud P. (1958) Revue générale de plate-forme de la Moldavie. *An. Șt. Univ. Al. I. Cuza Iași, ser. n., sect. II, p. 4*, Iași.
  - Marinescu Fl., Motăș I. (1965) Aperçu sur le Néogène supérieur et le Pontien s. str. du Bassin dacique (en roumain). *Stud. cerc. geol., geogr., geof., ser. Geologie*, 10 (2), pp. 313—323, București.
  - Motăș I. C., Contescu L. (1967) Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure des Carpates Orientales. *An. Șt. Univ. Al. I. Cuza, n. ser., sect. II, geol.-geogr.*, 13, pp. 47—60, Iași.
- Marinescu Fl. (red. coord.) (1972) Guide de l'excursion de la V-e réunion du groupe de travail pour la Paratethys. *Inst. Géol., Guide* 9, București.
- (1975) Elements récents pour une hypothèse plus ancienne concernant la corrélation Messinien-Pontien. *VI-th Cong. C.M.N.S., Proc.*, pp. 357—362, Bratislava.
- Mirăuță O. (1965) Faciès et tectonique de la molasse miocène de la Moldavie centrale. *Carp.-Balk. Geol. Assoc., VII Cong.*, II (2), pp. 103—108, Sofia.
- Moisesu V. (1972) Mollusques et échinides stampiens et egeriens de la région Cluj-Huedin-Românași (nord-ouest de la Transylvanie). *Mém. Inst. Geol.*, XVI, 152 p., 37 pls., București.





- Motăș I. (1962) Date noi cu privire la corelarea Miocenului. *D. S. Com. Geol.*, XLIV, pp. 159–165, București.
- Marinescu Fl. (1969) L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Bassin Dacique. *Coll. Néogène, Matér. des séances plen. et sect.*, pp. 87–94 Budapesta (aussi : *Földt. Közl.* 101, pp. 240–243, Budapesta, 1971).
  - Marinescu Fl. (1975) Le Malvensien, unité chronostratigraphique de valeur générale pour la Paratethys. VI-th Cong. C.M.N.S., *Proc.*, pp. 255–258, Bratislava.
  - Moisesescu V. (1975) La faune de mollusques tertiaires de la vallée de Mureasca (Dépr. Gélifique) et son importance biostratigraphique. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXI/3, pp. 77–108, București.
- Murgeanu Gh., Saulea Emilia, Popescu Gr., Motăș C. I. (1960) Le stade actuel des problèmes de la stratigraphie du Tertiaire dans la R.P.R. *Stud. cerc. geol.*, V/2, pp. 219–250, București.
- Olteanu F. (1951) Observațiuni asupra „Breciei sării” cu masive de sare din regiunea mio-pliocenă dintre R. Teleajen și P. Bălăneasa (cu privire specială pentru regiunea Pietraru Buzău). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXII, pp. 12–18, București.
- (1958) Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (piriul Neamțului) și Buzăului. *An. Com. Geol.*, XXXI, pp. 377–419, București.
  - (1973) Miogypsina în gresia de Fusaru din flișul terțiar mijlociu al pinzei mediane din Carpații Orientali ai Munteniei de vest. *Stud. cerc. geol., geogr., geof., ser. Geologie*, 18 (1) pp. 141–151, București.
- Panin N., Avram E. (1962) Nouvelles empreintes de vertébrés dans le Miocène de la zone subcarpatique roumaine. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., ser. Geologie*, 7 (3–4), pp. 455–484, București.
- Papaianopol I. (1975) Dreissenide ale stratele de Duab în Dacianul din Muntenia. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXI/3, pp. 111–123, București.
- Papp A. et al. (1968) Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. *Verh. Geol. Bund.*, 1/2 pp. 9–18, Wien.
- Marinescu Fl., Seneș J. (1974) Die Sarmatische Schichtengruppe und ihr Stratothypus. *Chronostratigraphie und Neostratotypen* IV, M 5, Sarmatien, 707 p., Veda, Bratislava.
- Popa Elena (1960) Asupra prezenței unor gresii glauconitice cu pectenii în stratele de Cornu din Valea Mare (NE de Schiulești). *Stud. cerc. geol. geof. geogr., ser. Geologie*, 5 (2), pp. 325–342, București.
- Popescu B., Bratu Elena, Gheța N., Popescu Daniela (1976) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei formațiunilor paleogene dintre Olt și Olănești. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/4, București.
- Popescu Gh. (1975) Étude des foraminifères du Miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mém. Inst. Géol. Géoph.*, XXIII, 121 p., CVI pls., București.
- (1976) Phylogenetic remarks on genera Candorbulina, Velapertina and Orbulina. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/3, pp. 159–165, București.
- Popescu Gr. (1951) Recherches sur la brèche du sel et quelques massifs de sel de la zone paléogène-miocène du département de Prahova (Valachie). *D. S. Inst. Geol. Rom.*, 32, pp. 3–12, București.
- (1952) Zona flișului paleogen între valea Buzăului și valea Vârbilăului. *D. S. Inst. Geol. Rom.*, XXXVI, pp. 43–125, București.





- Popovici Alina (1975) Cercetări geologice între Teșila și Cimpina, în bazinele văilor Doftana și Cimpinița. Univ. București, Thèse (Réz.), 26 p., București.
- Rado Gertrude, Pană Jana (1975) La présence du genre Rzehakia en Roumanie (Dobroudja de Sud). VI-th Cong. C.M.N.S., Proc., pp. 141—144, Bratislava.
- Rădulescu D. P., Peltz S., Stanciu Constantina (1973) Neogene volcanism in the East Carpathians (Călimani—Gurghiu—Harghita Mts.). *Symp. Volc. Metat., Guide to Excursion 2 AB*, 69 p., *Inst. Geol.*, București.
- Saulea Emilia, Popescu Ileana, Săndulescu Jana (1969) Atlas lithofacial. VI, Néogène. *Inst. Geol.*, București.
- Seneš J. (1960) Entwicklungsphasen der Paratethys. *Mitt. Geol. Ges.*, 52 (1959), pp. 181—187. Wien.
- (1961) Paläogeographie des Westkarpatischen Raumes in Beziehung zur übrigen Paratethys im Miozän. *Geol. prace* 60, pp. 154—195, Bratislava.
- Stancu Josefina (1974) Asociația de heteropode și pteropode hadenian-Inferloare din depresiunea getică, județul Mehedinți. *D. S. Inst. Geol.*, LX/3, pp. 181—190, București.
- Teisseyre W. (1909) Ueber die maeotische, pontische und dacische stufe in der Subcarpathen der östlichen Muntenia. *An. Inst. Geol. Rom.* 2, pp. 283—330, București.
- Voicu Gh. (1953) Studiu micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între v. Prahovei și v. Vărbilăului. *An. Com. Geol.*, XXVI, pp. 223—264, București.
- (1975) Identification des mysidés fossiles dans le dépôts du Miocène supérieur de la Paratethys centrale et orientale et leur importance paléontologique, stratigraphique et paléogéographique. *Geol. Carp.*, 25 (2), pp. 231—239, Bratislava.
- Voicu Gh., Popescu Gh., Moisesescu V., Ichim Tr. (1976) Asupra nivelului cu Opereulina din Miocenul depresiunii Petroșani. *D. S. Inst. Geol., Geof.*, LXII/4, București.
- Winkler-Hermaden A. (1960) Schichtfolgen im Mediterran bereiche mit jene in den pannonischen-pontischen Gebiete. *Mitt. geol. ges.*, 52, pp. 183—243, Wien.







# SOME ASPECTS OF FLUVIAL AND MARINE PROCESSES IN DANUBE DELTA<sup>1</sup>

BY

N. PANIN<sup>2</sup>

## Abstract

Quelques aspects des processus fluviaux et marins dans le Delta du Danube. L'article présente une nouvelle hypothèse concernant les principales phases de l'évolution du delta du Danube et des principaux bras du système deltaïque. Cette hypothèse est basée sur l'étude sédimentologique des processus fluviaux et marins du milieu deltaïque.

Les principales phases du développement du delta du Danube sont les suivantes :

1. La formation du cordon littoral initial Letea-Caraorman, entre 8.000 et 6.000 ans B.P.

2. Le delta Sf. Gheorghe I existe entre 6.000 et 3.200 ans B.P. Vers 5—4.000 ans B.P. le niveau de la Mer Noire était de 2—4 m plus haut qu'aujourd'hui ; par conséquence, l'énergie du relief, ainsi que l'énergie de l'écoulement du fleuve étaient très basses, ce qui correspond à la formation des anciennes méandres du bras de Sf. Gheorghe (M Mahmudia, Gorgoştel, Erenciuc).

3. La formation, le développement et ensuite l'érosion du delta Sulina, entre 4.000 et 1.200 ans B.P. Les méandres du bras de Sulina se sont formés pendant la même période de temps.

4. Vers 2.000 ans B.P. le bras de Sf. Gheorghe a été réactivé et construit le delta Sf. Gheorghe II (entre 2.000 ans B.P. et présent). Les nouvelles conditions d'écoulement du fleuve déterminent la formation de la nouvelle génération de méandres du bras Sf. Gheorghe, décrites dans le texte.

5. La formation du delta Chilia, entre 2.000 B.P. et l'actuel, due au bras de Chilia, le plus important du système deltaïque.

## 1. INTRODUCTION

The Danube Delta is one of the main geomorphologic and geologic elements of the Black Sea. The subaerial part of the delta is 5,000 Km<sup>2</sup> large. The submarine delta is much larger : the prodelta, on the near-

<sup>1</sup> Received on February 5, 1976, accepted for publication on March 22, 1976.

<sup>2</sup> Institute of Geology and Geophysics, str. Caransebeş 1, Bucharest, 32.





by shelf, and the submarine fan, located at the lower part of the continental slope into a zone called basin apron, at a depth of 1,500—2,000 m (Ros et al., 1974).

The Danube River is characterised, at its mouth zone, by important sediment and water discharges: the mean multiannual water discharge is 6,300 m<sup>3</sup>/s (198 cub. Km/year), while the mean sediment discharge is about 2,140 Kg/s or 67,5 mill. tones per year. The bed-load represents about 1% of the total mean sediment discharge (Almazov et al., 1963).

Usually the Danube Delta is divided into fluvial and marine parts; the separation limit of these parts is represented by the western boundary of Letea-Caraorman accumulative formations. The above named formations are resulted by juxtaposition of an important number of almost parallel fossil or recent beach ridges. An analysis of their patterns allows to point out the main phases of delta development.

The present work tries to describe some of important fluvial and marine sedimentation processes into the Danube Delta area with special regard to Holocene evolution of the deltaic body.

## 2. HOLOCENE EVOLUTION OF THE DANUBE DELTA

The Würmian (Neoeuxinian) lowering of the sea level to about-100 m is the most important "geomic"<sup>3</sup> phenomenon influencing the geological history of the whole deltaic edifice. This low level conditioned a very strong erosion on the continental area, especially in the delta territory. Most of the older Quaternary deltaic deposits might have been moved off during this erosional process. The only relics of these old deposits, probably Karangatian in age, are located at the Western limit of Letea-Ceamurlia-Caraorman accumulative formations, being protected by a prominence of antedeltaic relief. This limit represents also the maximum extension of the ingression of the New Black Sea stage.

Present geomorphologic features of Danube Delta, especially of its marine part, were formed in Holocene time.

During the ingressive maximum of the New Black Sea stage, the sea level was at +2 — +4 m. In this time the "initial Letea-Caraorman spit" was formed, closing the Danube bay; that is so called "blocked delta phase"<sup>4</sup> of Danube Delta.

Between the southern end of this initial spit and Murighiol-Dunavăț Promontory there was a pass through which the first Danube distributary, Sfintu Gheorghe arm, was entering the open sea and building up the first cusped Danube Delta — „Sf. Gheorghe I delta" (Fig. 1).

A new Danube distributary, the Paleo-Sulina arm, shaped out when the Sf. Gheorghe arm and delta are filled up with sediments. Paleo-Sulina arm protrudes into the sea and builds up a new delta — "Sulina delta".

<sup>3</sup> "Geomic", concept used by L. Glangeaud to indicate geological phenomena with world wide action.

<sup>4</sup> A blocked delta is formed in a lagoon or bay behind a spit closing the bay (V. P. Zenkovich, 1962).





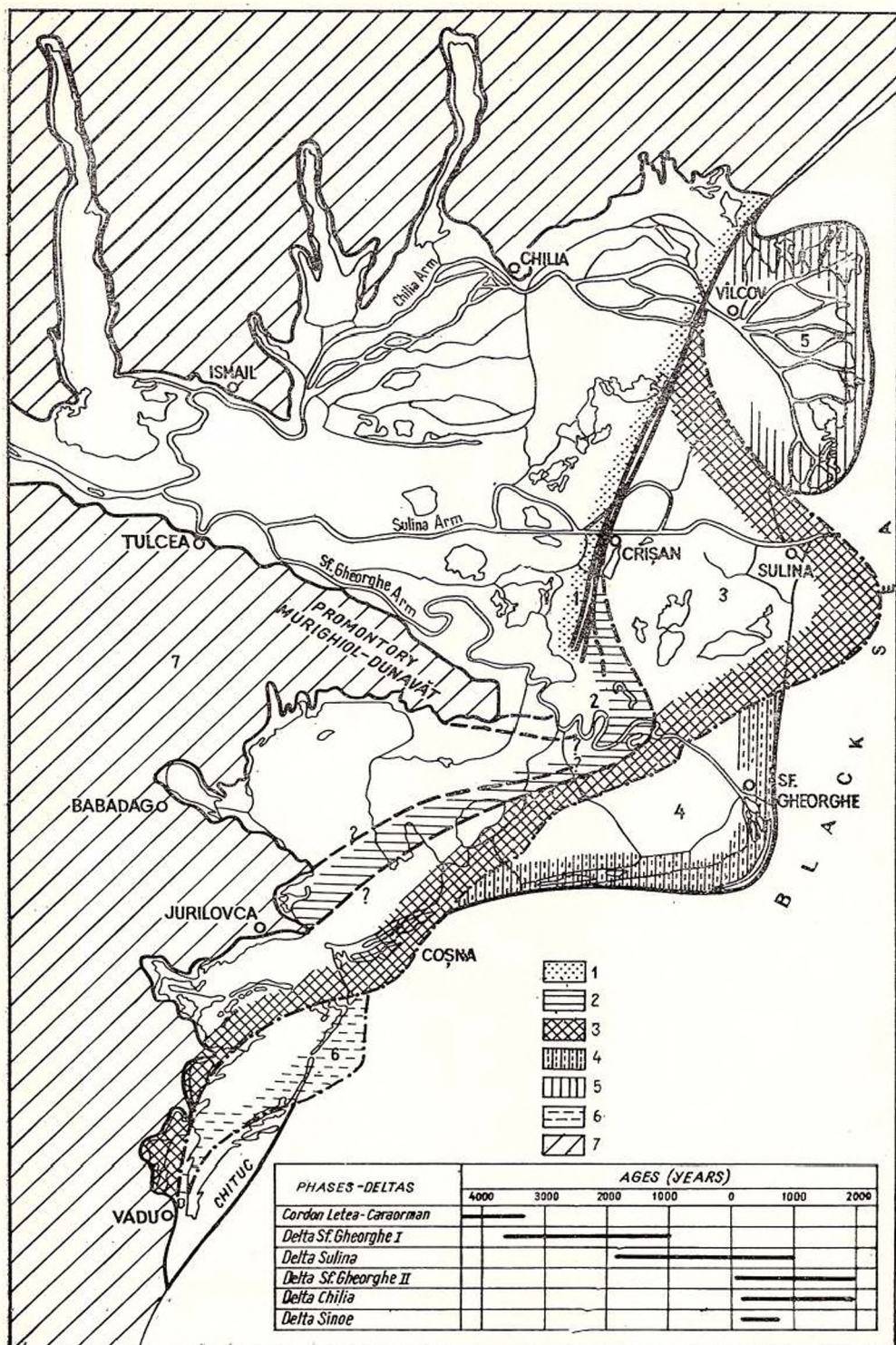


Fig. 1. — The Danube Deltas and their approximate ages. 1, Letea—Caraorman initial spit ; 2, Sf. Gheorghe I delta ; 3, Sulina delta ; 4, Sf. Gheorghe II delta ; 5, Chilia delta ; 6, Sinoe delta ; 7, land.



Slow at the beginning, then faster and faster, the Sulina delta is growing during the Phanagorian regression of Black Sea. By the time lowest Phanagorian sea level was reached ( $-2 - -4$  m) the point of Sulina cusped delta was overpassing the present Danube Delta coast.

At the same time in the southern part of the delta there was probably another small secondary delta called "Coșna".

The following phase is contemporaneous with the present rising of sea level. At the beginning a slight sea level rise is accompanied by the filling up of Paleo-Sulina arm. This process determines the formation of new passes: in northern part of delta area, Chilia arm breaks down the initial spit, in southern one, Sf. Gheorghe arm is reactivated. Each distributary builds up its own delta: "Chilia delta", and respectively "Sf. Gheorghe II delta". The reduced quantity of Sulina discharge, as well as the continuous rising of the sea level leads to the Sulina delta erosion.

In the southernmost part a new secondary delta is evidenced the "Sinoe delta".

The above described picture of Danube Delta evolution during Holocene time is a simplified one. This was proposed by the author in 1974 on basis of a sedimentologic and aerophotogrametric analysis.

It has to be underlined that there are many studies in delta area, but the first to outline the Danube Delta formation was Z e n k o v i t c h (1956).

The processes of fluvial and marine sedimentation, that will be next described, must be placed in the general picture of delta development.

### 3. MEANDRING PROCESSES IN THE DANUBE DELTA

#### 3.1. Methods of study

For purposes of foregoing presentation the morphology and structure, as well as the planimetric geometry of a meandering channel are shown in figure 2.

The ridge-swale (scroll) pattern of the main meander bends of the Danube arms were studied on the aerial photographs, large scale topographic maps and in the field.

The orthogonal patterns, the location of erosional axis and the direction of lateral migration of each meander bend were determined using the H i c k i n's method (1974).

The equilibrium conditions of these meanders have also been studied on the basis of ratio radius of curvature ( $r_m$ ) to channel width ( $w$ ).

#### 3.2 General description

In the delta area the Danube River is divided into several arms: at the point called Ceatal Izmail there are two arms — a northern one Chilia,





and a southern arm, Tulcea. Further on, at the point Ceatal Sf. Gheorghe, Tulcea arm branches out into Sulina and Sf. Gheorghe arms (Plate I).

The Chilia arm development is the most complicated of all delta arms; as our researches are not complete this arm development will not be presented.

### 3.2.1. Tulcea arm

The Tulcea channel flows between Ceatal Izmail and Ceatal Sf. Gheorghe, some 17 km. Its total discharge is 37.5% of Danube discharge at the Ceatal Izmail dividing point.

After its separation from Chilia arm, Tulcea arm flows down southward till Tulcea town where it strikes against the hard rocks of Northern

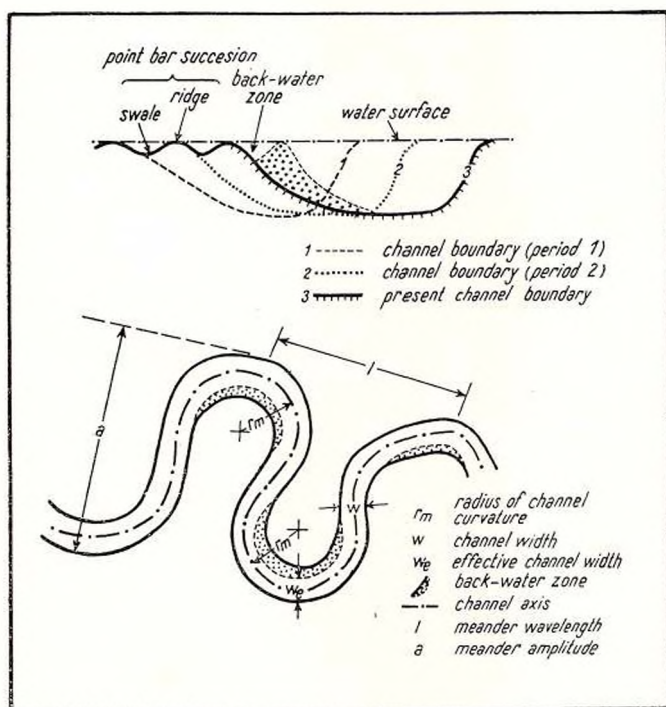


Fig. 2. — Elements of structure and planimetric geometry of a meandering channel (after Hickin, 1974).

Dobrudja geologic unit. A rocky promontory called Colnicul Horei changes Tulcea arm direction toward NE, then the river channel is slightly arcuated in south-eastern direction till Ceatal Sf. Gheorghe. Here the Tulcea channel is divided into two: Sulina and Sf. Gheorghe branches.



### 3.2.2. Sf. Gheorghe arm

The Sf. Gheorghe arm is 109 Km long, from Ceatal Sf. Gheorghe to its mouth. Its water discharge is about 20.8% of the total Danube discharge and 55.4% of the Tulcea one. The sediment discharge is approximately the same as the water discharge: 57.5% of the Tulcea arm or 19.5% of the total Danube sediment discharge.

The curved trajectory of Tulcea channel is continued after Ceatal Sf. Gheorghe dividing point by the Sf. Gheorghe arm till Nufărul (Km 104), where it strikes directly the Dobrudjan wall and is deflected to the East. Here is the initial bifurcation point of the Tulcea channel into Sulina and Sf. Gheorghe arms.

The Sf. Gheorghe course may be divided into several segments:

*The Dobrudjan segment of limited meandering* (between Km 104 and Km 90). After the strike at Nufărul village and the paleo-bifurcation of the channel, Sf. Gheorghe arm is deflected into a reach very slightly curved to the South-East.

A second impingement against the Dobrudjan wall occurs about 7 Km downstream at the Băltenii de Sus village (Km 97). The river is directed into a new 7 Km long slightly curved reach. Finally the stream strikes again the Dobrudjan wall, at Mahmudia hills (Km 90).

It has to be underlined the periodicity (7 km) of deformities caused by the Dobrudjan wall.

*The free meandering segment of Sf. Gheorghe arm* (between Km 90 and Km 22). On impingement against Mahmudia hills Sf. Gheorghe channel is deflected into a large meander loop, that will be named Mahmudia-Uzlina meander bend (Km 90-64) (Fig. 3). Six Km long reach goes before a succession of five meander bends, for discussion facility named: Km 56 bend, Perivolovca bend, Dranov bend, Km 41 channel bend and Km 34 bend (Fig. 4).

*The down-valley segment of limited meandering* (between Km 22 and Km 0). At Km 22 the Ivancea meander bend occurs (Fig. 5). Its development is influenced by the fossil littoral bar of Ivancea.

Further on, from Km 16 till the river mouth, there are no active meander bends. The river course is slightly curved Southward. The scroll patterns show a successive impingements against the large marine sandy accumulative formation called Sărăturile.

*The abandoned meander loops.* At the Kms. 23, 25 and 56 several abandoned meander loops are found. The most important are called Erenciuc (Fig. 5), Belciug and Gorgoștel.

The point bars of Erenciuc and Gorgoștel bends are about 4-5 Km distant from the present Sf. Gheorghe arm. The Belciug bend is closer to the present course.

*Data analysis.* It is known that there exists in meandering channels a relation between meander wave-length, radius of channel curvature,





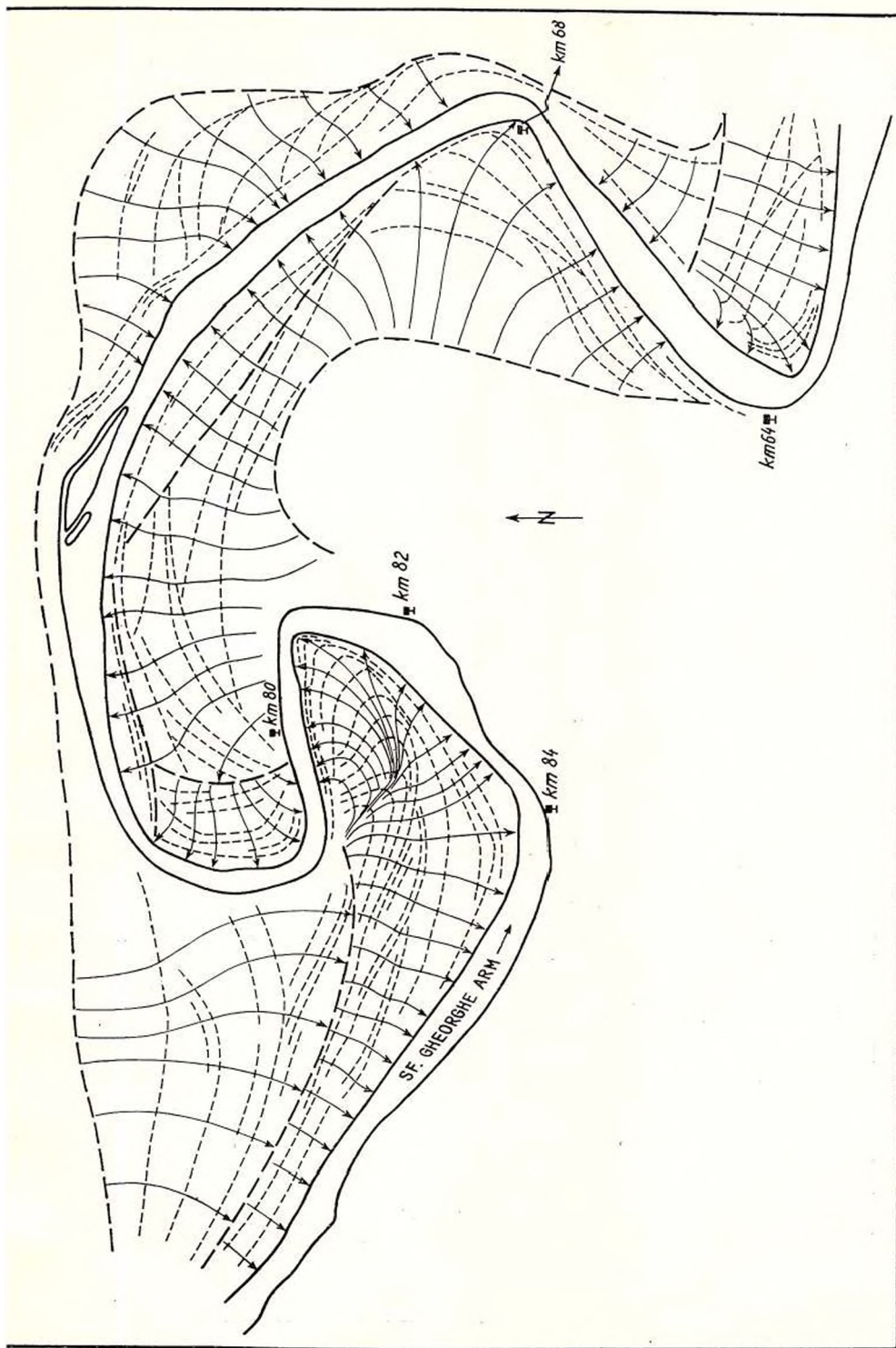


Fig. 3. — The scroll and orthogonal patterns, erosional-axis location, and direction of lateral migration for the Mahmudia bend.  
The development of Mahmudia bend.



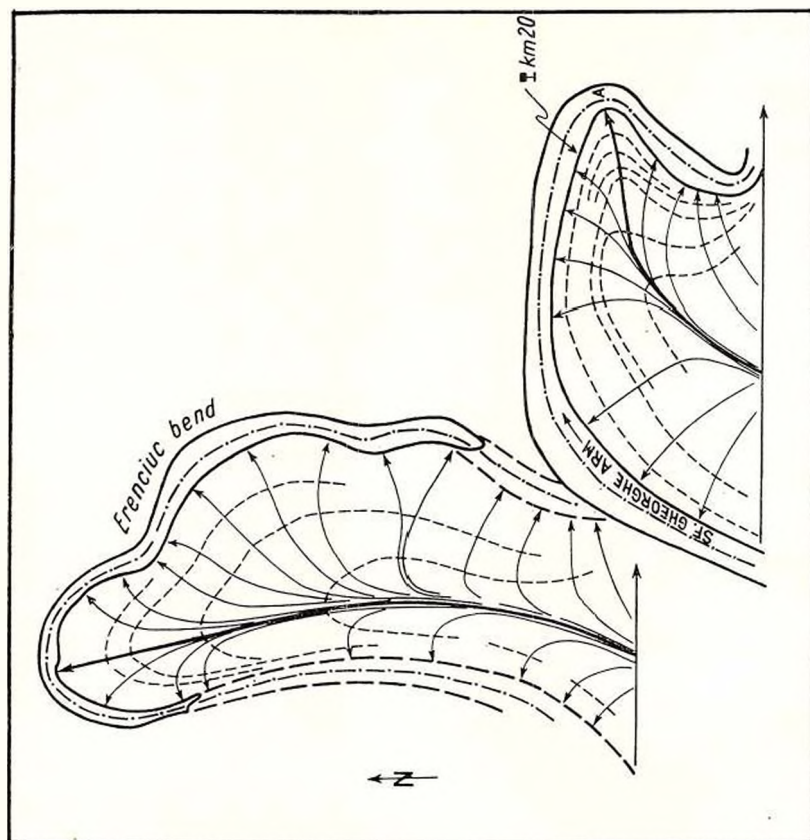


Fig. 5. — The scroll and orthogonal patterns, erosional-axis location, and direction of lateral migration for the Ivaneca and Erenciuc bends.

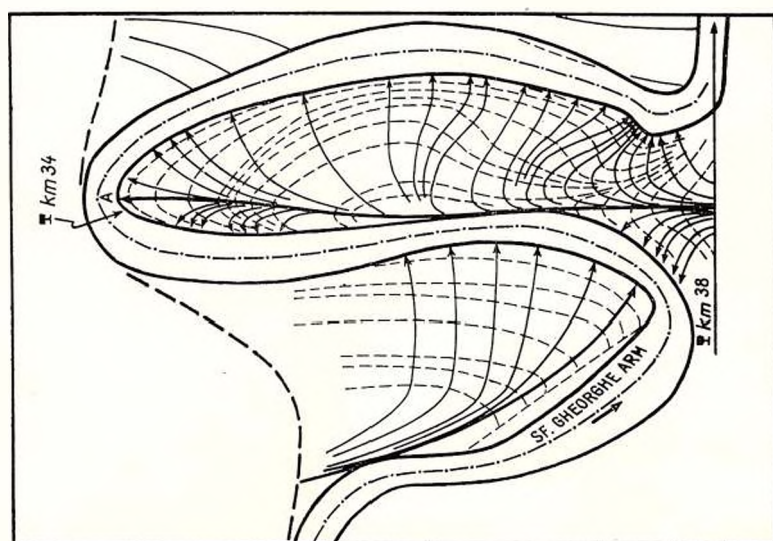


Fig. 4. — The scroll and orthogonal patterns, erosional-axis location, and direction of lateral migration for the Km 34 bend.



channel width and discharge. As reported from a great number of meandering rivers, the values of ratio radius of channel curvature to channel width are remarkable constant. It implies that an equilibrium values of this ratio exists in natural channels. Nevertheless the responsible process for the equilibrium condition is not yet completely understood. One of the most important factors controlling the process of meander development, as well as the meander geometry, seems to be the character of flow resistance.

Bagnold pointed out that, at a decrease of  $r_m/w$  values below 2.0, the total resistance to flow through the meander bend increases rapidly, and a breakdown of flow into large eddies occurs. It seems that with decreasing values of  $r_m/w$  the shear of the flow increases; this increase rate is greater at values of  $r_m/w$  below 2.0 (Hickin, 1974).

In order to have a characterisation of meander bends of Sf. Gheorghe arm, the critical values of  $r_m/w$  ratio for each meander was calculated; these values are listed in table 1.

TABLE 1

*Critical values of  $r_m/w$  ratio for each meander bend of Sf. Gheorghe arm*

Meander bend	Distance from the loop to the river mouth (Km)	$r_m$ (meters)	$w$ (meters)	$r_m/w$
Mahmudia-Uzlina	81	248.0	158.0	1.57
Mahmudia-Uzlina	78	405.0	180.0	2.25
Mahmudia-Uzlina	68	490.0	165.0	2.97
Mahmudia-Uzlina	64	250.0	165.0	1.52
Km 56 bend	56	260.0	160.0	1.63
Km 56 bend	54	412.0	197.0	2.09
Perivolovca bend	52	252.0	170.0	1.49
Perivolovca bend	49	333.0	168.0	1.98
Dranov bend	46	840.0	187.0	4.48
Dranov bend	44	325.0	195.0	1.67
Km 41 bend	41	335.0	190.0	1.76
Km 41 bend	38	353.0	200.0	1.77
Km 34 bend	34	285.0	175.0	1.63
Km 34 bend	29	232.0	170.0	1.37
Ivancea bend	20	230.0	168.0	1.37
Ivancea bend	18	260.0	165.0	1.58
Belciug abandoned bend	—	425.0	297.0	1.43

The analysis of the scroll patterns of the entire flood plain of Sf. Gheorghe arm allows the separation of two meander bends generations with distinctive characteristics:

*Fossil meandering.* Fossil meander bends are characterised by wave-lengths varying between 10 and 14 Km, amplitudes (crossvalley erosion) of 5–7 Km, and  $r_m/w$  ratio greater than 2.0 (Table 2).





*Present meandering.* The wave-length of present meander bends ranges between 2.5 and 4.0 Km; the amplitudes are of 1.4-4.0 Km and the ratio  $r_m/w$  values of 1.49-2.10 (Table 1).

TABLE 2

Meander bend name	$r_m/w$
Paleo-meander Mahmudia	2.86 — 3.50
Paleo-meander Gorgoștel	2.90 — 3.42
Paleo-meander Erenciuc	2.59 — 3.12

Abnormal high values of  $r_m/w$  ratio occurs on loops of Kms 46, 68 and 78, being probably conditioned by small values of ratio on foregoing loops.

Another type of anomaly may be seen on the Ivancea meander bend, as well as on Belciug abandoned loop, where the ratio is much smaller (1.37-1.43). This is an evidence of the influence of relatively hard to erode sediments of fossil beach ridges that are constituting the Sărăturile accumulative formation on the development of the Ivancea and Belciug meander bends.

#### *A historical view of Sf. Gheorghe arm development*

Sf. Gheorghe arm is the river channel that built up the first Danube Delta—“Sf. Gheorghe I delta”. The process of active development of Sf. Gheorghe delta was followed by a filling up with sediments of this delta. At that time, Black Sea level was a little higher than now and the relief index had very small values. This moment corresponds exactly to the formation of the large meander bends, called, in the above description, fossil meanders. A picture of the Sf. Gheorghe arm in this time is given in figure 6.

The new generation of meander bends (between Km 58 and Km 22) was formed concomitently with Sf. Gheorghe channel reactivation, at the end of Phanagorian regression. The Black Sea level was at that time a few meters lower and consequently the relief index, higher. That caused a “draining” of flood plain and the formation of a new generation of meander bends with distinctive characteristics.

#### *3.2.3. Sulina arm*

The Sulina arm is presently 69 Km long (from Ceatal Sf. Gheorghe to its mouth). The water discharge is about 16.7 % of the total Danube discharge, or 44.6 % of the Tulcea arm discharge. The sediment discharge of Sulina arm is about 15 % of sediment Danube discharge (Almazov et al., 1963).

The present course of Sulina arm is a result of an intensive rectification work program carried out in 1868-1902 period, under CED supervision. The unrectified Sulina arm was 83.8 Km long, while the present, almost rectilinear course, is about 25 % shorter (Fig. 7).





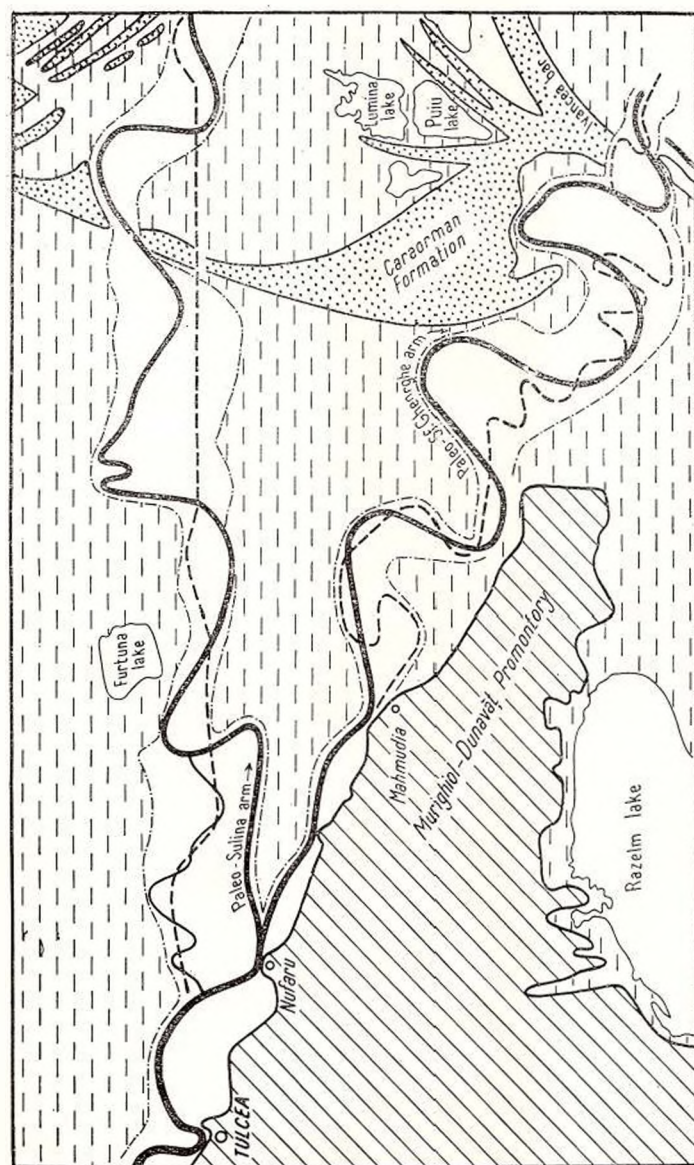


Fig. 6. — A hypothetical course of Paleo-Sulina and Paleo-Sf. Gheorghe arms.



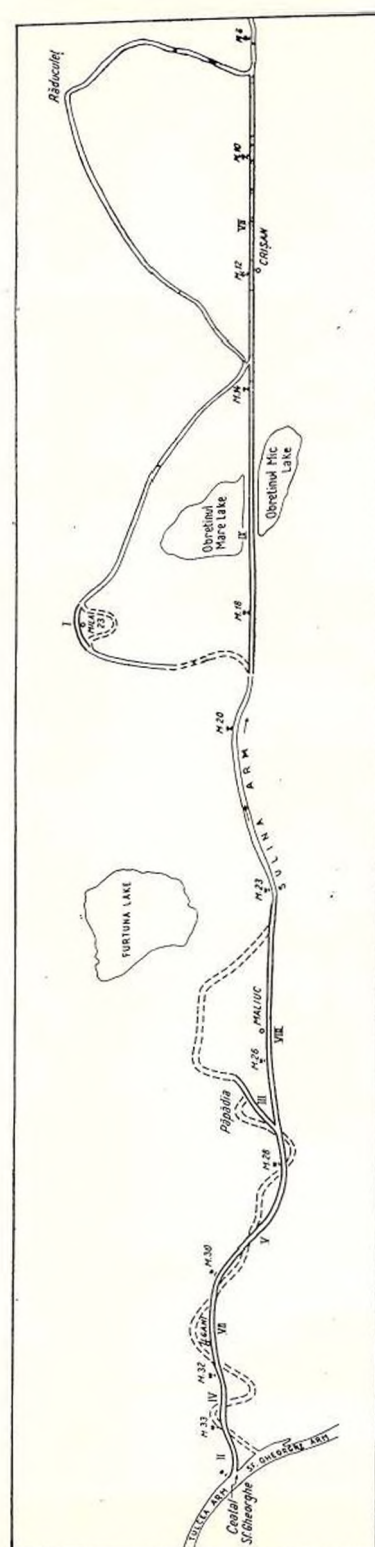


Fig. 7. — The Sulina arm cut-off works carried out in 1868—1902 period.



Table 3 shows the succession of digging works done by CED in order to rectify the Sulina arm (after Petrescu, 1957).

As mentioned before, the initial bifurcation point the of Tulcea arm into Paleo-Sulina and Sf. Gheorghe branches was located immediately

TABLE 3

*CED's cut-off program of the Sulina arm in 1868-1902 period*

Order of digging works	Period	Length of digged channel (Km)	Canal location
I	1868—1869	0.6	"Little M" meander bend near by 23-d Mile village
II	1880—1882	1.0	Ceatal Sf. Gheorghe
III	1883—1884	0.9	"Păpădia" meander bend
IV	1885—1886	2.0	Miles 32 — 33
V	1886—1889	2.1	Miles 28 — 30
VI	1890—1893	9.7	Down-valley half of "Big M" meander bend
VII	1894—1897	5.5	"Maliuc" meander bend
VIII	1897—1898	1.7	"Ilgani" meander bend
IX	1898—1902	9.2	Up-valley part of "Big M" meander bend

after the impingement against the Dobrudjan wall at Nufăru (Km 104). After bifurcating, Paleo-Sulina arm was directed to the east, into a 12-13 km long, almost rectilinear, reach. In the present the only preserved elements of this paleo-reach are a backwater called Rusca and a system of fossil fluvial levees.

Farther on the Sulina branch meander system is composed by the Maliuc meander bend, the up-stream part of "Big M" meander, with a little secondary loop called "Little M" in point bar zone of the main meander, and, finally, the down-stream part of "Big M" bend.

#### *Data analysis and historical-comment*

Meander bends of the Paleo-Sulina are characterised by wave-length ranging between 14 and 16 Km, amplitudes (crossvalley erosion) of 5-7 Km and  $r_m/w$  ratio values of 2.67-2.78 (Table 4). Abnormal values of  $r_m/w$  ratio are found at Maliuc and "Little M" loops.

The afore described course of Paleo-Sulina arm was probably contemporaneous with paleo-meandering process of the Sf. Gheorghe (Mahmudia, Gorgoștel and Erenciuc paleo-meander bends); its age corresponds with the period of time from the second part of New Black Sea stage to the end of the Panagorian regression (Fig. 6).

When the Sulina delta and the Paleo-Sulina arm were filled up with sediments, at the end of Phanagorian regression, Rusca reach was abandoned. The only subsisting water supply of Sulina arm was furnished by an anastomosing secondary branch called Păpădia. This branch separated from Tulcea arm about 900 m down-stream from the present bifurcation





point Ceatal Sf. Gheorghe, and joined the Paleo-Sulina arm in Maliuc meander bend zone. Probably, toward the beginning of actual ingression of the sea, this secondary Păpădia branch becomes the new trajectory of Sulina arm. A small backwater is preserved into the divagation zone of Păpădia branch.

TABLE 4

*Critical values of  $r_m/w$  ratio for each meander bend of Paleo-Sulina arm*

Meander bend	Distance from the loop to the river mouth (Miles)	$r_m$ (meters)	w (meters)	$r_m/w$
Maliuc	—	250.0	110.0	2.27
Big M	18.5	325.0	120.0	2.71
Big M	13.5	320.0	115.0	2.78
Big M — Răduculeț point bar	—	320.0	120.0	2.67
Little M — up-stream loop	—	200.0	110.0	1.82
Little M — middle loop	—	145.0	110.0	1.32
Little M — down-stream loop	—	145.0	110.0	1.32

From the bifurcation point Ceatal Sf. Gheorghe till Maliuc meander bend, the new course of Sulina arm is characterised by meanders with wavelength of 2.5-3.0 Km, crossvalley erosion (amplitudes) of 1.0-1.7 Km and ratio  $r_m/w$  values ranging between 2.39 and 2.58. An abnormal value occurs at the Ilgani meander bend (Table 5).

TABLE 5

*Critical values of  $r_m/w$  ratio for each meander bend of Sulina arm from Ceatal Sf. Gheorghe to Maliuc*

Meander bend	Distance from the loop to the river mouth (Miles)	$r_m$ (meters)	w (meters)	$r_m/w$
33-d Mile	33.0	310.0	120.0	2.58
32-d Mile	32.5	275.0	115.0	2.39
Ilgani bend	31.0	380.0	120.0	3.17
Păpădia bend	27.0	270.0	110.0	2.46

The CED's cut-off program of the 1856-1902 period, listed before (Table 3), rectified this new course of Sulina arm, from Ceatal Sf. Gheorghe to Maliuc, as well as the downstream segment, from Maliuc to the river mouth, belonging to Paleo-Sulina trajectory.

After abandoning the Paleo-Sulina trajectory along the Rusca reach and before being rectified, the water discharge of Sulina arm was 5-7 % of the total Danube discharge. The cut-off program increased the total amount of Sulina discharge to 17 % of the total Danube discharge.





#### 4. SOME ASPECTS OF MARINE SEDIMENTATION IN DANUBE DELTA AREA

It is not our intention to analyse all the factors playing a role in coast line and delta evolution. Shortly, the picture of Danube Delta environment is the following :

The Black Sea basin, receiving the Danube discharge, has practically no tides. The shelf, in front of the delta, is very broad and gently sloping, so the wave power is substantially attenuated. In delta area the Northern and North-Eastern winds are predominant ; the maximum fetch of these winds is not very important due to the distance to Odessa and Perekop Gulfs.

Some data about water and sediment discharge of Danube River are mentioned in the Introduction of this paper.

In order to index the interaction of all these factors, Wright and Coleman (1973) proposed a "discharge effectiveness index". This is obtained by dividing the discharge per foot of river mouth width by the wave power per foot of wave crest at the coast.

The discharge effectiveness index of Danube River, calculated by Wright and Coleman, is an important one : it ranges from a minimum value of 466 in October, to a maximum of 2.324 in June ; the mean is 1.171 and the variability coefficient is 0.55. These authors pointed out that under these conditions the Danube has a dominant control on the landscape, but has failed to build actually protruding distributary lobes.

The real picture is more complex and needs a detailed analysis of each Danube distributary separately.

The North-Western coast of Black Sea is characterised by an intensive longshore transport from North to the South (Plate II). The sandy material composing the initial spit, as well as the Western part of Letea and Caraorman accumulative formations was moved along this coast from Sasik-Dniestr zone. Our observations allow to appreciate that the volume of longshore transported material during Sf. Gheorghe I and Sulina deltas formation (New Black Sea and Phanagorian stages of Black Sea) was about 45.000-65.000 m<sup>3</sup> per year. Zenkovitch estimates (1960) that during the last 100 years the longshore drift discharge is about 35.000 m<sup>3</sup> per year.

It seems that the predominant part of longshore moving material is a wave reworked old alluvium of Dniestr river, presently outcropping on the near-by shelf.

The outer, Eastern ridges of Letea and Caraorman formations are built up with sandy material coming from Danube distributaries sediment discharge.

#### CONCLUSIONS

The present work tries to connect the marine delta evolution, during Holocene time with the development of main Danube Delta distributaries. Some aspects of fluvial and marine processes are shown.





The most salient phases of their evolution are the following:

1. The formation of the "initial Letea-Caraorman spit" starting at about 8.000 and continuing up to about 6.000 years B. P. The sandy material, composing this spit proceeds from longshore sediment drift, from North to the South. It seems that most of this material was a wave reworked old alluvium of Dniestr River.

2. The development of "Sf. Gheorghe I" delta between 6.000 and 4.000 years B.P.. The Northern part of Sf. Gheorghe I delta, usually called Caraorman formation, was formed by the same longshore moved material. The existence of Sf. Gheorghe I delta continued, probably, up to 3.200 years B.P.

Towards 5—4.000 years B.P. the Black Sea level was 2—4 m higher than now; consequently the relief index had small values, the river energy level was low and that corresponds to the formation of the large old meander bends of Sf. Gheorghe arm (Mahmudia, Gorgoștel, and Erenciuc paleo-meander bends).

3. The formation and rapid progradation of "Sulina delta" between 4.000 and 2.000 years B.P. The Northern wing of this delta is represented by Letea accumulative formation, built up also by longshore moved material. The Southern Sulina delta part is essentially formed by Sulina sediment discharge. Starting at about 2.000 years B.P. the Sulina delta is beginning to be eroded. The Paleo-Sulina, that built up this delta, has formed its meander bends in the same period of time (4.000-2.000 years B.P.).

4. At about 2.000 years B.P. the Sf. Gheorghe arm was reactivated and is starting to build up the "Sf. Gheorghe II" delta. This delta progradation started at about 2.000 years B.P. and is continuing till now. New stream energy conditions have determined the formation of a new meander bends generation of the Sf. Gheorghe arm.

5. At the same time (2.000 years B.P.), the Chilia delta has been formed; its existence and development is continuing up to now. The Chilia arm is the most important of the delta distributary system; its water and sediment discharge is about 63% of total Danube discharge, so the progradation of Chilia delta is very fast.

This hypothesis is just a beginning; an important research program is started in order to determine absolute ages of delta evolution phases, as well as its structure and sedimentary features.

## REFERENCES

- Almazov A. A., Bondar C., Diaconu C., Ghederim Veturia, Mihailov V. N., Miță P., Nichiforov I. D., Rai I. A., Rodionov N. A., Stănescu S., Stănescu V., Vaghin N. F. (1963) Zona de vărsare a Dunării. Monografie hidrologică. Ed. Tehnică, 396 p., București.
- Bagnold R. A. (1960) Some aspects of river meanders. *U. S. Geol. Survey Prof. Paper* 282-E, 10 p.





- Bates C. C. (1953) Rational Theory of Delta formation. *Bull., A.A.P.G.*, 37, 9, 2119—2162.
- Brătescu C. (1912) Delta Dunării. Schiță morfologică. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, 33, 1—2, 14—47, București.
- (1922) Delta Dunării. Geneză și evoluția sa morfologică și cronologică. *Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.*, 41, 3—39, București.
- Bridge J. S. (1975) Computer simulation of sedimentation in meandering streams. *Sedimentology*, 22, 1, 3—43.
- Harvey A. M. (1975) Some aspects of the relations between channel characteristics and riffle spacing in meandering streams. *Am. Jour. of Science*, 275, 4, 470—478.
- Hickin E. J. (1974) The development of meanders in natural river channels. *Am. Jour. of Science*, 274, 4, 414—442.
- Leopold L. B., Wolman M. G. (1960) River meanders. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 71, 769—794.
- Langbein W. B. (1966) River meanders. *Sci. Amer.*, 214, 6, 60—70.
- Panin N. (1974) Evoluția deltei Dunării în timpul Holocenului. *Inst. Geol., Stud. tehn. econ., seria II — Geol. Cuaternar.*, 5, 107—121, București.
- Petrescu I. G. H. (1957) Delta Dunării. Geneză și evoluție. Ed. Științifică 234 p., București.
- Ross D. A., Uchupi E., Prada K. E. (1974) Bathymetry and microtopography of Black Sea. In: *Black Sea — Geology, Chemistry and Biology*, E. T. Degens and D. A. Ross Editors, A.A.P.G., Tulsa—Oklahoma, 1—10.
- Russel R. J. (1958) Geological geomorphology. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69, 1—22.
- Wright L. D., Coleman J. M. (1973) Variations in morphology of major river deltas as functions of ocean-wave and river discharge regimes. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 57, 2, 370—398.
- Coleman J. M. (1974) Analysis of major river systems and their deltas : morphology and process comparisons. *Louisiana Coastal Studies Inst., Tech. Rept.* 156, 114 p.
- Zenkovitch V. P. (1956) Enigma deltei Dunării. *Priroda*, 45, 3, 86—90.
- (1960) The morphology and dynamics of Soviet Union coasts of Black Sea. II, *Acad. Sci., USSR*, 215 p.
- (1962) Processes of coastal development. *Acad. Sci. USSR*, 710 p.

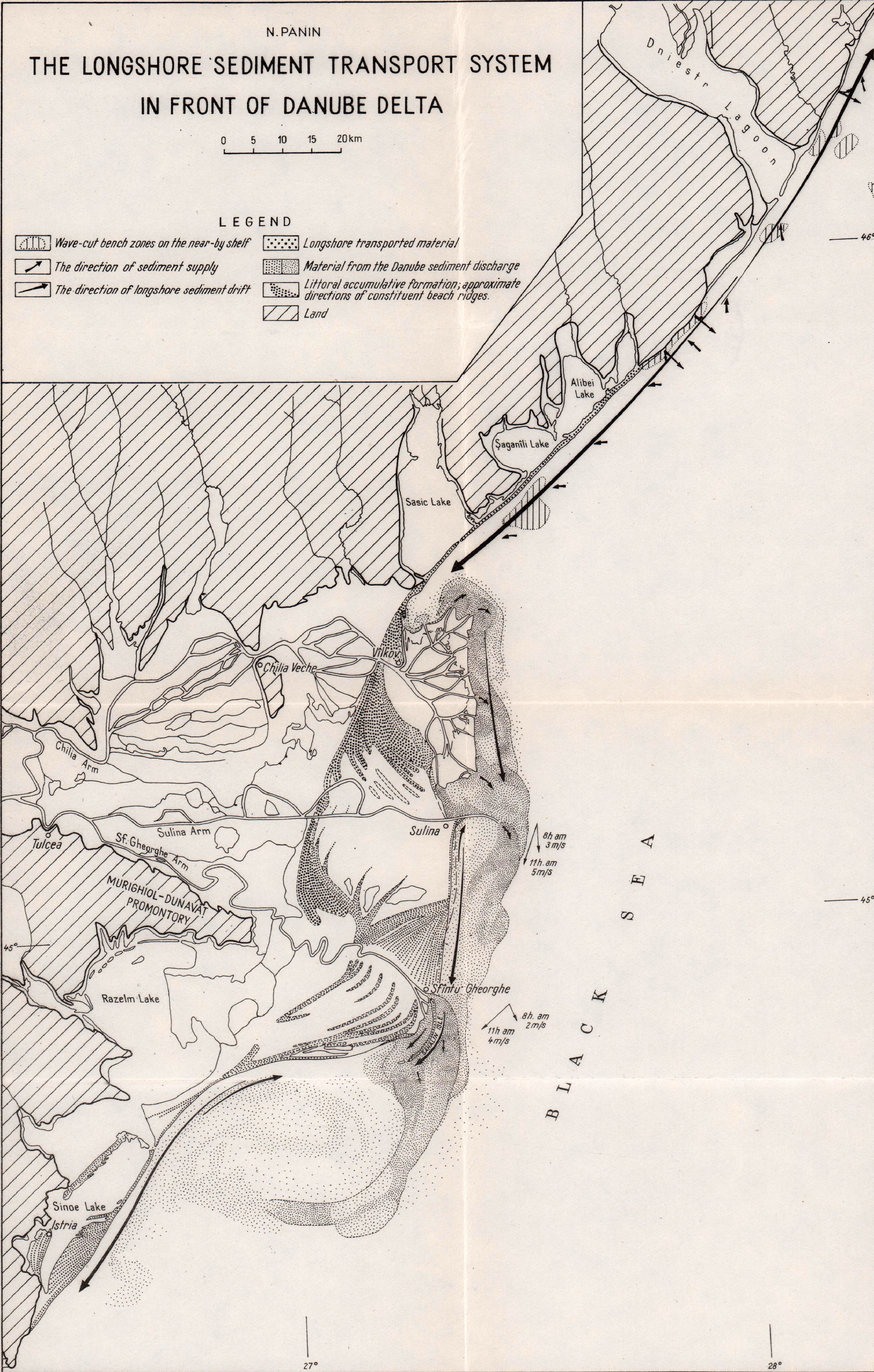






0 1 2 3 km







# INTERPRÉTATION DES ÂGES RADIOMÉTRIQUES K/Ar POUR LES ROCHES MÉTAMORPHIQUES RÉGÉNÉRÉES. UN EXEMPLE — LES CARPATES ORIENTALES<sup>1</sup>

PAR

HANS G. KRÄUTNER<sup>2</sup>, FLORENTINA KRÄUTNER<sup>2</sup>, ANCA TÂNĂSESCU<sup>2</sup>,  
VASILICA NEACȘU<sup>2</sup>

## Abstract

Interpretation of Radiochronologic K/Ar Data in Overprinted Metamorphic Regions. An example — the East Carpathians. Some theoretical thoughts and exemplifications from the metamorphic series of the East Carpathians show that in favourable cases it is possible to obtain by K/Ar Isochrons information on the age of the primary metamorphic event in rocks that have undergone a later overprint. It may be expected that a special sampling in this view will give more precise date. The interpretation of the data available for the East Carpathians indicates a general Hercynian overprint during the sudete regional metamorphism, followed by slow cooling and late deformations. In restricted areas Alpine overprints caused by Cretaceous tectonics and thermal events are detectable. In the pre-Alpine history of the crystalline series the following three metamorphic events have been detected by means of the K/Ar Isochrons: at  $850 \pm 50$  m.y. corresponding to the Dalslandian event; at  $505 \pm 5$  m.y. corresponding to the Caledonian metamorphism in the Alps and to the metamorphism of the Scottish early Caledonides; at  $310 \pm 10$  m.y. during the Hercynian tectogenesis. These conclusions are in good agreement with the geological facts.

Cette dernière décade, beaucoup de datations géochronologiques K/Ar ont été effectuées sur les formations métamorphiques des Carpates Orientales, autant dans les laboratoires de l'Institut de Géologie et de Géophysique et de l'Institut de Physique Atomique de Bucarest, qu'aussi dans des institutions spécialisées de Moscou et de Kiew. Au fur et à mesure de leur apparition, ces données ont conduit à de différentes interprétations sur l'évolution géologique des formations cristallines.

<sup>1</sup> Reçu le 27 Mars 1976, accepté le 18 Mai 1976.

<sup>2</sup> Institut de Géologie et de Géophysique, rue Caransebeș no 1, Bucarest, 32.



Ainsi, Semenenko (1960), Semenenko et al. (1963) ont soutenu l'âge riféen pour tous les métamorphites des Carpates Orientales et un métamorphisme alpin surimposé, tandis que d'autres auteurs se sont prononcés en faveur d'un métamorphisme hercynien unique pour les roches cristallines des Carpates Orientales, à l'exception de quelques métamorphites alpins peu répandus (Rudakov, 1966 a, b, c; Boiko, 1970; Matkovskii, 1971; Lazarenko et al., 1973). Ensuite s'est précisé un métamorphisme progressif, déroulé il y a 700–800 m.a. pour les séries de Bretila et de Rebra (Kräutner, 1972 a), un métamorphisme baïkalien pour la Série de Tulgheș (Bercia et al.<sup>3</sup>; Kräutner, 1972 a; Iliescu, Mureșan, 1972) et un métamorphisme hercynien pour les séries paléozoïques. Mureșan et al. (1974) ont supposé aussi un métamorphisme calédonien (taconique) pour les roches de la Série de Dămuc. La plupart des auteurs ont accepté des régénérations hercyniennes et alpines.

Les progrès réalisés dans la connaissance sur la structure géologique compliquée de la zone cristalline des Carpates Orientales permettent à présent une tentative de déchiffrer l'histoire des processus de métamorphisme par une interprétation fondée sur le matériel analytique riche dont on dispose (268 datations K/Ar).

### Histoire des datations K/Ar dans les Carpates Orientales

Les premières données géochronologiques K/Ar pour les formations métamorphiques des Carpates Orientales, publiées par Semenenko (1960), Semenenko et al. (1963), concernent les monts Rahov et Cîvin. À partir des résultats de cinq analyses, les auteurs concluent sur un métamorphisme riféen, déroulé il y a 580–630 m.a., suivi par une régénération alpine jurassique à 160–180 m.a., et séparent dans le cadre du „mégacycle riféen” un cycle orogénique „rahovéen” et „une catène plissée galicienne” (Semenenko et al., 1965, 1974). Plus tard, par suite d'une nouvelle analyse K/Ar effectuée sur hornblende des roches de la Série de Belopotok (monts Rahov), Semenenko et al. (1967) ont élargi l'intervalle pour ce métamorphisme de 570 à 700 m.a.

Par suite de nombreuses datations K/Ar faites après 1966, Boiko (1970), Rudakov (1966 a, b, c), Gorohov et al. (1967), Boiko et al. (1966, 1970, 1974), Danilovici (1970), Matkovsky (1971) supposent que le métamorphisme des toutes les roches cristallophyliennes

<sup>3</sup> I. Bercia, Elvira Bercia, H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mureșan, Georgeta Mureșan, Violeta Iliescu. Monografia formațiunilor metamorfice din zona cristallino-mezozoică a Carpaților Orientali. 1971. Arh. Inst. Geol. București. (La monographie des formations métamorphiques de la zone cristallino-mésozoïque des Carpates Orientales). Arch. Inst. Géol. Géoph. Bucarest.





de la partie septentrionale des Carpates Orientales correspond à l'orogénèse hercynienne. Font exception quelques formations faiblement métamorphisées, considérées alpines. Cette interprétation est fondée également sur quelques datations Rb/Sr, qui indiquent  $330 \pm 35$  m.a. pour les gneiss de Rarău (Ciornii Div) (Gorohov et al., 1967), considérés granitoïdes syncinématiques hercyniens.

La datation géochronologique des formations métamorphiques des Carpates Orientales roumaines a commencé en 1969 dans le laboratoire de l'Institut de Géologie et de Géophysique, par la méthode volumétrique. Les données acquises pendant la période 1969—1974 ont été récemment publiées par Minzatu et al. (1975). Les auteurs montrent que la majeure partie des âges K/Ar indiquent de fortes influences hercyniennes et alpines et que seulement à rares occasions ont été obtenus des âges correspondant aux mouvements baïkaliens. Ils signalent aussi dans la Série de Tulgheș et dans la Série de Dâmuc des valeurs qui semblent indiquer un événement calédonien.

Par suite de l'interprétation des données analytiques obtenues par Minzatu et al. (1975), Kräutner (1972 a) affirme pour le métamorphisme des séries de Bretila—Rarău et de Rebra—Barnar un âge isochrone K/Ar de 700—800 m.a. et pour le métamorphisme de la Série de Tulgheș l'âge isochrone K/Ar de 520 m.a., tout en mentionnant le caractère pénétrant général des régénérations hercyniennes et celui local de celles alpines.

En vertu des âges K/Ar de 415—420 m.a. obtenus pour la Série de Dâmuc (monts Hăghimaș), corroborés avec des données palynologiques, Mureșan et al. (1974) supposent la présence des métamorphites calédoniens (taconiques) dans la zone cristalline des Carpates Orientales.

Par suite de nouvelles déterminations effectuées sur les formations cristallines situées sur le territoire roumain, Lazarenko et al. (1973) ont repris l'idée du métamorphisme hercynien général et ont considéré que, à cause de cet événement, l'éventuel caractère polymétamorphique des roches métamorphiques ne peut plus être saisi.

En 1974, Pop et al. ont présenté des datations K/Ar par l'analyse de l'activation avec neutrons, pour la région de Vatra Dornei—Crucea—Gemenea. Les âges modèle K/Ar et les âges isochrones K/Ar obtenus pour la Série de Bretila ( $366 \pm 11$  m.a.) et pour la Série de Tulgheș ( $344 \pm 10$  m.a.) ont porté les auteurs à supposer que pendant l'orogénèse hercynienne a eu lieu une dernière recristallisation des roches des séries mentionnées. Pour la Série de Rebra, les auteurs admettent la même conclusion dans la fenêtre de Iacobeni, tandis que dans la fenêtre de Barnar ils signalent une recristallisation alpine pour les formations de la même série.

Par une nouvelle analyse des datations K/Ar, effectuée par Minzatu et al. (1975) pour la Série de Bretila et pour les granitoïdes de Hăghimaș par Mureșan et al. (1975), ont été obtenus des âges isochrones de 745 m.a. pour le métamorphisme des roches cristallophylliennes de la Série de Bretila et de 728 m.a. pour les granitoïdes, qu'ils considèrent



précinématiques. Les auteurs ont également signalé des régénérations baïkaliennes, calédoniennes, hercyniennes et alpines.

### Principes et précautions pour l'interprétation

a) Le grand nombre de données disponibles à présent permet une analyse statistique comparative des âges modèle K/Ar pour les principales unités lithostratigraphiques, afin de saisir l'évolution géologique dans les différentes unités structurales.

b) Vu que les régénérations hercyniennes et alpines des formations plus anciennes sont très intenses dans les Carpates Orientales, on a employé les isochrones K/Ar pour obtenir des informations sur l'âge des métamorphismes préhercyniens.

Ce mode d'analyse (Harper, 1970) est basé sur la solution graphique de l'équation pour la formation de l'argon par désintégration du  $^{40}\text{K}$ , en considérant un coefficient de correction  $\Delta^{40}\text{Ar}$ , qui exprime le déficit ou le surplus d' $^{40}\text{Ar}$  dans un groupe d'échantillons cogénétiques, par rapport à la quantité d'Ar produite dans l'intervalle de temps déroulé depuis la cristallisation de la roche jusqu'à présent.

En interprétant les âges isochrones K/Ar, Harper (1970) suppose que, pour une espèce minérale, après la cristallisation et jusqu'à la clôture du système par refroidissement, la quantité d'argon-40 diffusée ( $\Delta^{40}\text{Ar}_x$ ) est constante dans un groupe de minéraux cogénétiques, indépendamment de la teneur en K. Ce fait serait dû à la concentration de l'argon diffusé des minéraux, dans les espaces intergranulaires de la roche, où il provoque une pression partielle, qui arrête la diffusion depuis le minéral vers l'extérieur. Cette situation correspond au modèle de refroidissement lent.

Les âges modèle différents obtenus en général pour les divers minéraux des roches cogénétiques indiquent que le niveau de saturation en argon du volume intergranulaire est différent pour les divers types de réseau cristallin. Ainsi, les âges acquis, en général plus élevés pour hornblende et plus bas pour micas et feldspaths, permettent la supposition que les amphiboles demandent un niveau de saturation en argon plus réduit par rapport aux micas, qui — à leur tour — réclament un niveau plus bas que les feldspaths potassiques (Harper, 1970). Il semble donc que les âges de refroidissement résultés du rapport actuel entre le K et l' $^{40}\text{Ar}$  existant dans les diverses espèces minérales ne sont pas influencés seulement par la constante de diffusion respective, mais aussi par la pression partielle d'argon intergranulaire.

La diffusion d'une quantité constante d'argon-40 dans une espèce minérale conduit à des âges modèle différents pour les minéraux à différentes teneurs en K. On connaît beaucoup de situations quand, en effet, les âges modèle K/Ar pour les mêmes espèces minérales représentent des âges apparents oscillant entre des limites variables, au-dessus d'une valeur minimale correspondant en général au moment d'arrêt de la diffusion de l'argon dans les minéraux avec la plus faible teneur en K. Une interpré-



tation des âges K/Ar obtenus pour les Calédonides d'Ecosse, d'Irlande et de la région des Appalaches (Harper, 1970) a montré une bonne concordance entre les résultats des analyses K/Ar et le modèle théorique de Harper (1970) : les micas avec âges modèle moindres que l'âge modèle des roches hôtes se placent sur des isochrones à interception négative, parallèles avec l'isochrone de la roche, indiquant ainsi la concordance dans le temps entre la cristallisation de la roche et celle des minéraux composants. La perte en argon ( $\Delta^{40}\text{Ar}_z$ ) des micas, nécessaire à la création d'une pression intergranulaire qui arrête la diffusion de l'argon est indiquée par l'interception négative de l'isochrone sur la droite de l'argon. Pour les muscovites calédoniennes cette perte a été d'environ  $0,18-0,54 \text{ g/g} \cdot 10^{-7}$ .

L'interprétation des données K/Ar pour la région du nord des Appalaches (Harper, 1970), pour le cristallin de Poiana Ruscă (Kräutner et al., 1973) et des Carpates Orientales a démontré la possibilité de déterminer l'âge isochrone K/Ar pour la cristallisation des roches métamorphiques même alors que, après une période pendant laquelle s'est produite une accumulation d'argon-40 en système clos, un phénomène géologique déclancherait une nouvelle diffusion d'argon en minéraux et roches. Cette situation correspond au modèle de la régénération des métamorphites.

L'évolution de l'argon dans un tel cas est bistadiale. Si un événement géologique au temps  $t_2$  détermine une diffusion d'argon dans des roches formées antérieurement, au temps  $t_1$ , on peut distinguer deux situations principales.

1. *Diffusion totale de l'argon-40 accumulé dans l'intervalle  $t_1-t_2$ .* Dans ce cas-là,  $\Delta^{40}\text{Ar}_z$  diffusé de la roche à  $t_2$  sera proportionnel avec la teneur en K de la roche. Dans le diagramme K/Ar, les échantillons vont se disposer tous sur la ligne isochrone K/Ar du temps  $t_2$  (fig. 1). En telles situations, on ne peut pas obtenir d'indications sur l'évolution de l'argon dans la roche avant l'événement passé à  $t_2$ . Une telle diffusion réclame une régénération géologique particulièrement pénétrante, accompagnée d'habitude par des réorganisations minéralogiques dans la roche (métamorphisme progressif ou rétromorphisme).

Si l'isochrone  $t_2$  intercepte le système des coordonnées à 0, elle marquerait exclusivement l'accumulation de l'argon produit par la désintégration du  $^{40}\text{K}$  depuis  $t_2$  jusqu'à présent. L'âge isochrone est égal avec les âges modèle individuels, tous les deux indiquant l'événement passé au  $t_2$ .

Si l'interception est positive sur la coordonnée  $^{40}\text{Ar}$ , il résulte soit que la diffusion de l'argon-40 de la roche n'a pas été totale à l'événement  $t_2$ , mais s'est réalisée une homogénéisation (modèle 2.1.A), soit qu'après l'événement  $t_2$  est intervenue une diminution de la teneur en K, sans affecter sensiblement la concentration en  $^{40}\text{Ar}$ . Les âges modèle sont plus grands que l'âge isochrone et sans signification géologique. L'âge isochrone indique l'événement au  $t_2$ .



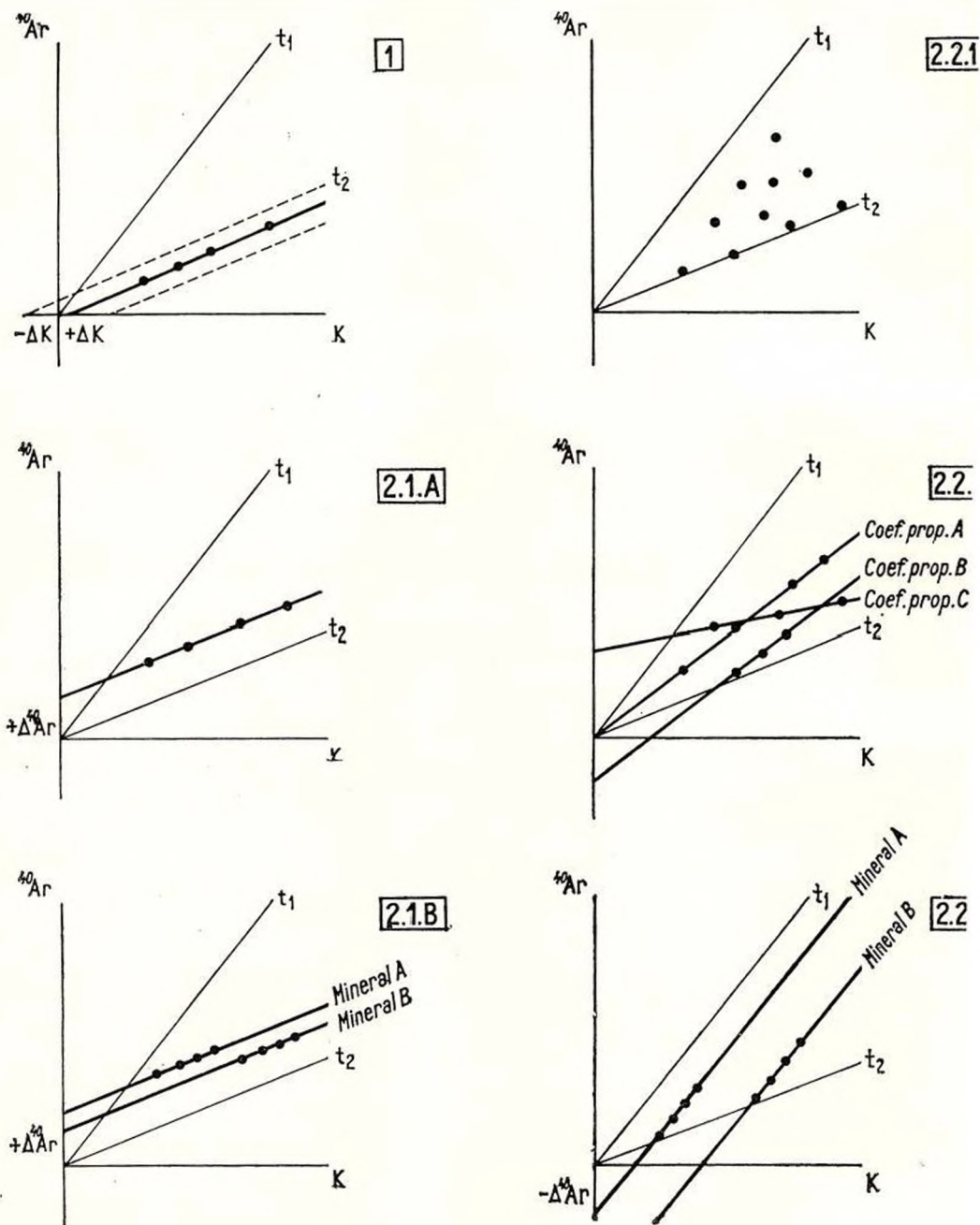


Fig. 1. — Modèles pour l'évolution de l'argon en roches métamorphiques régénérées (la notation correspondre aux paragraphes respectifs du texte).





Si l'interception de l'isochrone  $t_2$  est négative sur la coordonnée Ar, il résulte qu'après  $t_2$  a eu lieu une réorganisation avec enrichissement en K par une valeur  $\Delta K$  lisible sur la coordonnée K.

2. *Diffusion partielle de l'argon-40 accumulé dans l'intervalle  $t_1-t_2$ .*  
On peut distinguer les situations suivantes :

2.1. La quantité d'argon-40 conservée après l'événement  $t_2$  ( $\Delta^{40}\text{Ar}_r$ ) est répartie d'une manière homogène dans les roches ou minéraux cogénétiques. Cela peut se réaliser par :

2.1.A. L'homogénéisation de la distribution de l'argon-40 resté dans la roche. Dans le diagramme K—Ar (fig. 1) les points se placent sur une seule isochrone, avec une pente correspondant au  $t_2$  et une interception positive sur la coordonnée Ar. Ça veut dire que chaque échantillon à part comporte — outre la quantité d'argon-40 formée par désintégration dans l'intervalle  $t_2-t$  présent — une quantité constante d'argon hérité ( $\Delta^{40}\text{Ar}_r$ ), indiquée sur la coordonnée Ar par le point d'interception avec l'isochrone (fig. 1). Dans ce cas-là, l'âge isochrone correspond à l'événement géologique pendant lequel a eu lieu la diffusion de l'argon-40 ( $t_2$ ) et les âges modèle sont constamment plus grands et sans signification géologique. On ne peut pas obtenir d'informations sur l'évolution de l'argon-40 dans la roche avant le temps  $t_2$ .

2.1.B. L'arrêt de la diffusion à une certaine pression interne de l'argon-40 dans le minéral. La pression interne limite de l'argon-40 étant dépendante de la structure du minéral respectif, dans le diagramme K/Ar (fig. 1) les points pour les différents minéraux vont se disposer sur des isochrones différentes à position parallèle et à pente correspondant au  $t_2$ .

2.2. La quantité d'argon-40 conservée après l'événement  $t_2$  ( $\Delta^{40}\text{Ar}_r$ ) est répartie d'une façon non-homogène dans les roches ou les minéraux cogénétiques. On peut imaginer trois situations :

2.2.1.  $\Delta^{40}\text{Ar}_r$  ne respecte aucune relation par rapport à la teneur en K et en argon-40 existant dans la roche ou dans le minéral avant l'événement  $t_2$  (fig. 1). Les âges modèle vont osciller entre  $t_1$  et  $t_2$ , sans signification géologique. Des points situés au-dessous de l'isochrone  $t_2$  peuvent entraver un enrichissement en K de l'échantillon, pendant ou après le temps  $t_2$ .

2.2.2.  $\Delta^{40}\text{Ar}_r$  est conforme à une relation de proportionnalité quelconque vis-à-vis de la quantité de K et donc de l'argon-40 formé dans l'intervalle  $t_1-t_2$ . Dans le diagramme K/Ar (fig. 1), tous les échantillons cogénétiques se disposeront sur une seule ligne avec interception 0, positive ou négative, suivant le coefficient de proportionnalité de la diffusion de l'argon. La pente de la ligne indique un temps sans signification géologique. Une telle ligne représente donc „une isochrone apparente”. Les âges modèle seront plus grands que  $t_2$ , homogènes dans le cas de l'interception de l'isochrone apparente avec le système de coordonnées à 0 et non-homogènes à l'interception positive ou négative.

2.3.3.  $\Delta^{40}\text{Ar}_r$  respecte une relation de proportionnalité par rapport à la quantité d'argon-40 formée dans la période  $t_1-t_2$  et donc à la teneur en K ; cette proportionnalité est déterminée, au cours de l'événement du





$t_2$ , par l'expulsion d'une quantité constante d'argon ( $\Delta^{40}\text{Ar}_d$ ) pour chaque espèce minérale.

De même qu'au cas du modèle de refroidissement lent (Harper, 1970), on peut supposer que la diffusion de l'argon provoquée par l'événement  $t_2$  est dirigée par la tendance vers un équilibre de la pression de l'argon entre deux milieux voisins. Si au cours de l'événement à  $t_2$  ne se produit pas une réorganisation minéralogique de la roche et si la régénération se réalise en conditions de TP élevées, associées à un agent dynamique déterminant l'ouverture du système pour la perte en argon, on peut supposer avoir lieu : (a) une élimination de l'argon interstitiel par l'effet PT et de l'action dynamique, et (b) une diffusion du volume, sous l'influence du régime TP, pour l'argon encaissé dans les minéraux. La diffusion de l'argon dans les réseaux cristallins des minéraux prendra fin au moment où, par suite de la clôture du système-roche, s'est créée une pression d' $^{40}\text{Ar}$  interstitiale qui serait en équilibre avec la pression interne de l'argon des réseaux cristallins. La perte de l'argon des minéraux étant contrôlée par une constante de diffusion, spécifique pour chaque réseau cristallin, il en résulte qu'au moment de l'arrêt de la diffusion a été expulsée, sur une unité de volume, une quantité constante d'argon ( $\Delta^{40}\text{Ar}_d$ ) pour tous les cristaux d'une certaine espèce minérale, indépendamment de la teneur en K et de la quantité d'argon-40 retenue dans le minéral. Le temps nécessaire pour arriver à la pression interstitiale Ar limite, dépend de la valeur de la constante de diffusion des minéraux, de la participation quantitative des différentes espèces minérales à la constitution de la roche, du volume et de la configuration de l'espace interstitiel. La quantité d'argon expulsée par chaque espèce minérale à part ( $\Delta^{40}\text{Ar}_d$ ) sera donc différente et conditionnée par : (a) la valeur de la constante de diffusion ; (b) la composition minéralogique de la roche ; (c) la structure et la texture de la roche.

Dans le diagramme K/Ar (fig. 1), les espèces minérales d'une collectivité de roches cogénétiques se disposeront sur plusieurs lignes d'interception négative, correspondant soit seulement aux minéraux avec coefficient de diffusion différent — au cas de certaines roches cogénétiques à composition minéralogique et caractères structuraux-texturaux identiques — soit même des minéraux avec la même constante de diffusion, mais provenant des roches à composition minéralogique, structure et texture différentes.  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  étant une valeur constante pour un certain type de réseau cristallin, les lignes sur lesquelles s'inscrivent les différents minéraux seront parallèles à l'isochrone K/Ar correspondant au temps  $t_1$ , auquel a cristallisé la roche. Le déplacement par rapport à cette isochrone sera égal avec  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$ , dont la valeur peut être lue directement sur le segment négatif de la coordonnée de l'argon, à l'interception avec la ligne isochrone. Les pentes des isochrones avec interception négative obtenues au cas d'une évolution bistadiale de l'argon-40, du type de celle mentionnée, indiqueront donc le temps  $t_1$  du métamorphisme avant la régénération. Dans ce cas, les âges modèle K/Ar seront non-homogènes. Les valeurs minima peuvent indiquer l'événement de la régénération déroulé au temps  $t_2$ , les autres âges modèle K/Ar n'ayant pas signification géologique.





Le domaine restreint de la variation des teneurs en K dans les collectivités de roches régénérées, pour lesquelles on peut obtenir des isochrones K/Ar correctes et la possibilité qu'en réalité  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  ne soit pas rigoureusement constante mais oscillant entre des limites restreintes, autour d'une valeur constante, peuvent certainement introduire quelque coefficient d'erreur dans l'estimation du temps  $t_1$ . La précision des âges isochrones obtenus pour des évolutions bistadiales peut être donc inférieure à la précision à laquelle on arrive pour les âges isochrones en systèmes avec évolution monostadiale. Mais, le modèle bistadial présente l'avantage de permettre un contrôle sur l'interprétation, par la comparaison de plusieurs isochrones pour le même groupe d'échantillons cogénétiques.

L'analyse des possibilités d'interprétation géologique de l'évolution de l'argon-40 en roches métamorphiques régénérées à l'aide des isochrones K/Ar a montré qu'il faut observer les suivantes précautions, afin d'assurer une valeur  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  la plus constante possible pour le groupe d'échantillons considéré.

Pour la roche :

1. *Evolution géologique identique.* Afin d'assurer de ce point de vue un caractère cogénétique, les analyses pour chaque unité lithostratigraphique métamorphique des Carpates Orientales ont été interprétées séparément pour les différentes unités tectoniques alpines, parfois même des régions distinctes d'une certaine unité tectonique. De cette manière, on a envisagé d'obtenir des collectivités de roches dans lesquelles l'intensité de la régénération soit la plus homogène possible. Les roches et les zones où l'on constate méga- et microscopiquement des phénomènes de rétro-morphisme ont été évitées dans la construction des isochrones.

2. *La granulation de l'échantillon pour le dosage Ar.* Le degré de broyage de l'échantillon influe sur la perte en argon (Gentner Kley, 1957; Schaeffer et Zähringer, 1966; Dalrymple et Lanphere, 1969; voir aussi les échantillons 51 V et 51 V<sub>1</sub> du tableau 6) par augmentation de la superficie libre et par délivrance de l'argon des trappes représentées par des espaces interstitiaux. D'après Gentner et Kley (1957), la perte en argon n'est pas directement proportionnelle avec la diminution de la granulation, vu que l'Ar n'est pas distribué de manière homogène dans le réseau cristallin, mais qu'il s'accumule surtout dans les espaces interstitiaux et dans les défauts du réseau. Afin de prévenir l'effet négatif de la granulation, les échantillons analysés à l'Institut de Géologie et de Géophysique de Bucarest ont été granulés constamment à 0,5–0,8 mm. Les micas des pegmatites ont été tranchés en bandes larges de 1 mm.

3. *Composition chimique et constitution minéralogique similaires et caractères structuraux texturaux identiques.* Dans le cas des métamorphites régénérés, on peut obtenir des isochrones K/Ar correctes seulement pour des groupes de roches à caractères pétrographiques pareils (par exemple micaschistes, schistes biotitiques, gneiss oculaires, paragneiss biotitiques,





amphibolites etc.), étant donné qu'autant la constitution minéralogique qu'aussi les particularités structural-texturales influent sur l'évolution de l'argon de la roche (voir le modèle 2.2.3.).

Pour les minéraux, il faut tenir compte de précautions supplémentaires.

4. *Absence des réorganisations du réseau ou d'autres transformations*, par exemple : altération superficielle, chloritisation de la biotite, déphengitisation des micas blancs, albitisation du feldspath potassique, etc.

5. *Constante de diffusion*, donc réseau cristallin, pareils. La diffusion et la rétention de l'argon, qui — à cause de sa configuration électronique de gaz inerte — ne peut pas être englobé dans le réseau cristallin, dépendent des particularités structurales des minéraux, de la présence — par exemple — des colonnes (Rösler, Pilot, 1967). La constante de diffusion de l'argon est influencée aussi par la forme du minéral (Damon, 1970) ou des trappes à cause des imperfections du réseau (Gentner, Kley, 1957). Les recherches expérimentales confirment cette hypothèse par la mise en évidence d'une évolution différente de la diffusion de l'argon en feldspaths et micas sous l'influence de l'augmentation de la température (Brandt et al., 1970). L'interprétation des âges isochrones doit se rapporter donc à chaque espèce minérale à part.

6. *Provenance des roches à caractères pétrographiques pareils*. Cette nécessité résulte du point 3 et du modèle 2.2.3.

7. *Dimensions des minéraux*. On a constaté (Schaeffer et Zähringer, 1966) qu'en roches très finement cristallisées les dimensions des minéraux au-dessous d'une certaine limite commence à influencer l'énergie d'activation de la diffusion de l'argon. Il faut donc éviter les minéraux des roches très finement cristallisées.

Les valeurs des âges K/Ar pris en considération dans cet article sur les Carpates Orientales ont été déterminées par les différents auteurs à l'aide des suivantes constantes et méthodes :

Méthode	$\lambda K (10^{-10} \text{ ans}^{-1})$	$\lambda \beta (10^{-10} \text{ ans}^{-1})$	Auteurs
volumétrique	0,584	4,72	Minzatu et al. (1975)
volumétrique	0,584	4,72	Mureşan et al. (1975)
activation avec neutrons	0,585	4,72	Pop et al. (1974)
dilution isotopique	0,585	4,72	Streckeisen, Hunzicker (1974)
dilution isotopique	0,557	4,72	Lazarenko et al. (1973)
volumétrique et dilution isotopique	0,557	4,72	Bogdasarian (1972).
dilution isotopique	0,557	4,72	Boiko et al. (1970, 1974)
volumétrique	0,557	4,72	Semenenko et al. (1963, 1969)
volumétrique	0,555	4,72	Gorohov et al. (1967)





En vue de l'homogénéisation des valeurs des âges à partir d'un mode unitaire de calcul, tous les âges modèle K/Ar ont été recalculés avec les constantes  $\lambda = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$  et  $\lambda = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ . Dans les tableaux 2, 4, 6, 8, 9, 10, 11 ont été insérés aussi, outre les nouvelles valeurs ainsi acquises, les âges publiés par les auteurs respectifs.

### La base géologique pour l'interprétation des données analytiques

De ce qu'on a présenté dans le chapitre précédent résulte que l'un des éléments essentiels dans l'interprétation des données radiochronologiques K/Ar et particulièrement des âges isochrones c'est le groupement des roches analysées suivant leur rangement dans la structure géologique, donc selon leur intégration dans les collectivités correspondant à des groupes de roches véritablement cogénétiques.

Notre interprétation est fondée sur l'image lithostratigraphique et structurale des terrains cristallophylliens des Carpates Orientales présentée par Bercia et al.<sup>4</sup> (1976), Kräutner (1968, 1972 a) Mureşan (1967, 1976), Hain et al. (1968). Dans cette acception, on distingue les suivantes unités lithostratigraphiques principales :

Séries mésozoïques :

Série noire — Jurassique

Série de Dovgorun — Jurassique

Séries paléozoïques :

Série de Argeştru — Paléozoïque supérieur

Série de Izvoru Mureşului — Paléozoïque

Série de Țibău<sup>5</sup> — Carbonifère inférieur

Série de Repedea s.l. — Silurien-Carbonifère inférieur

Série de Rusaia — Silurien

Série de Dămuc — Ordovicien

Séries cambriennes et précambriennes :

Série de Tulgheş<sup>6</sup> — Vandien-Cambrien inférieur

Série de Rebra<sup>7</sup> — Précambrien supérieur A<sub>2</sub><sup>8</sup>

Série de Bretila<sup>9</sup> — Précambrien supérieur A<sub>1</sub><sup>8</sup>

<sup>4</sup> Op. cit. point 3.

<sup>5</sup> Equivalente de : la Série de Bistra (Pitulea, 1972), la Série de Kuzinsk (Hain et al., 1968 ; Boiko, 1970), le Trias en faciès méridional (Slavin, 1966), la Série de Muncel (Boiko, 1970).

<sup>6</sup> Equivalente de la Série de Berlebaş et de la Série de Măgura (Boiko, 1970) ; partiellement de la Série de Dolovetzk (Hain et al., 1968), Série de Boerovka, Série de Balasin, Série de Măgura (Rudakov, 1971).

<sup>7</sup> Equivalente de la Série de Rebra-Barnar (Krautner, 1962 a), Série de Vatra Dornei-Iacobenii (Bercia et al., 1967, 1970), Série de Magaş (Streckeisen, 1941), Série de Butin (Boiko, 1970), Série de Delovetzk sensu Boiko (1970).

<sup>8</sup> Notation ad interim pour la subdivision du Précambrien supérieur de Roumanie située entre l'événement karélien et celui dalslandien ( $\approx 1600-850 \pm 50 \text{ m.a.}$ ).

<sup>9</sup> Equivalente de la Série de Belopotok (Hain et al., 1968 ; Boiko, 1970), Série de Bretila-Rarău (Krautner, 1972), Série des gneiss de Rarău (Bercia et al., 1967).





D'après B e r c i a et al. (1976)<sup>10</sup>, K r ä u t n e r (1972 a), les formations métamorphiques de ces unités lithostratigraphiques constituent la plus grande partie des unités tectoniques du système des nappes bucoviniennes. Ces unités tectoniques se rangent de la suivante manière (à partir de la position supérieure vers des positions inférieures).

Le groupe des nappes de Bistrița :

- la nappe bucovinienne (les formations métamorphiques appartiennent à deux unités tectoniques préalpines : la nappe de Rarău et l'unité de Putna);

- la nappe de Rodna—Mestecăniș (la nappe sub-bucovinienne);

- la nappe de Iacobi.

Le groupe des nappes de Maramureș (les unités ouvertes dans les fenêtres tectoniques sous les plans de charriage qui délimitent les nappes de Bistrița).

La distribution des différentes unités lithostratigraphiques à ces unités tectoniques est indiquée dans la planche I.

### Interprétation des données analytiques

Un test sur le mode de concordance entre les données analytiques existantes sur les formations cristallophylliennes des Carpates Orientales et les modèles d'évolution de l'argon en roches métamorphiques régénérées, présentés antérieurement, permet les suivantes conclusions :

*Série de Bretila.* Les âges modèle K/Ar pour les différentes espèces minérales des groupes cogénétiques présentent une tendance générale de croissance parallèle à l'augmentation de la teneur en K (fig. 2). Ce fait suggère la perte d'une quantité constante d'argon au cours de la régénération et donc la possibilité d'encadrement dans le modèle 2.2.3. Cette supposition est confirmée par l'alignement de la biotite, de la muscovite et du feldspath potassique dans le diagramme Ar—K, autour des droites à pente plus grande que l'isochrone de l'événement hercynien qui a provoqué la régénération (fig. 3).

*Série de Rebra.* On remarque une tendance similaire à celle des roches de la Série de Bretila, mais la dispersion des points y est beaucoup plus grande. La distribution sélective de la biotite et de la muscovite en fonction des unités structurales majeures est, en échange, très évidente (fig. 3). Il en résulte donc la tendance des roches de la Série de Rebra de concorder avec le même modèle 2.2.3., mais la dispersion est plus grande par rapport à la Série de Bretila.

*Série de Tulgheș.* La séricite et la biotite se placent, dans la figure 3, autour des lignes droites avec pentes différentes. L'évolution de l'argon dans les deux minéraux ne peut pas être donc attribuée au même modèle. La relation entre les pentes des lignes et l'isochrone de l'événement her-

<sup>10</sup> Op. cit. point 3.





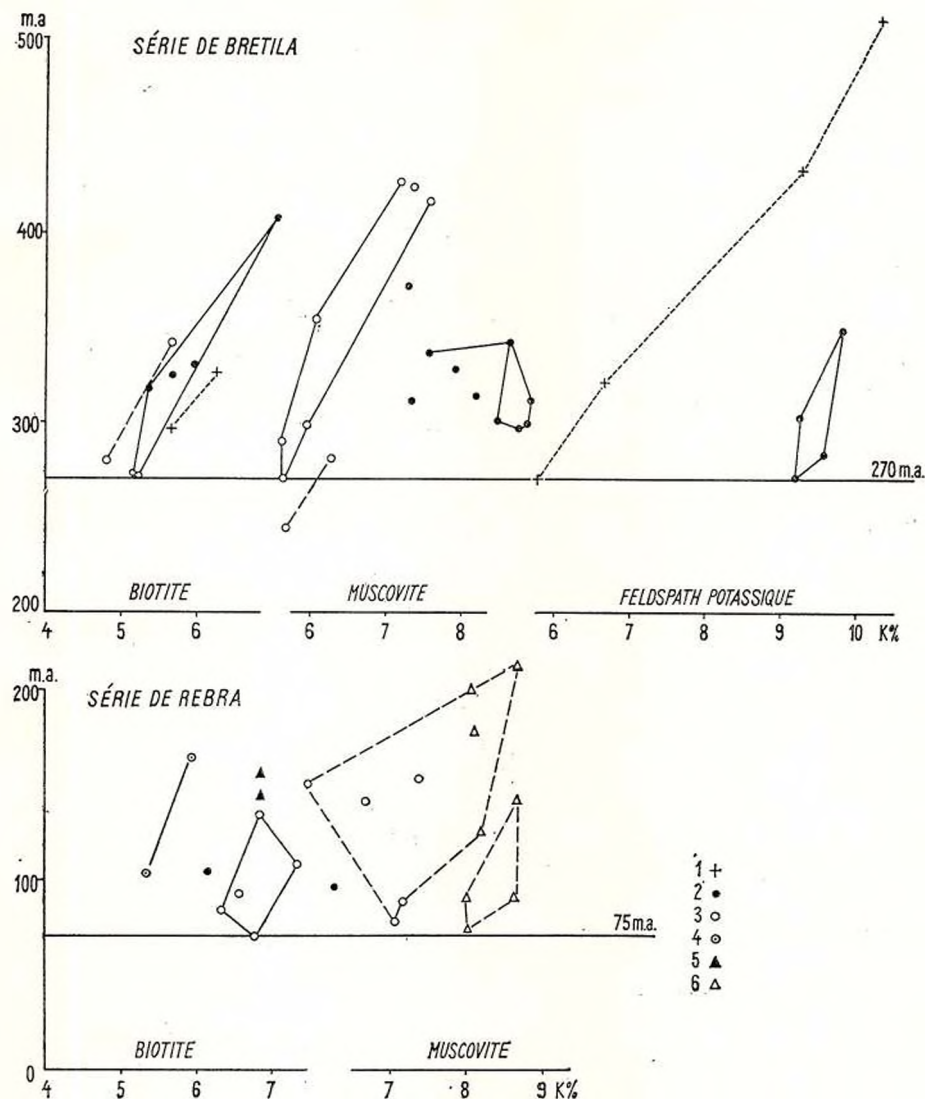


Fig. 2. — Relation entre les âges modèle K/Ar et la teneur en K des roches de la Série de Bretila et de la Série de Rebra.

1, granitoïde ; 2, gneiss ; 3, micaschiste ; 4, schiste biotitique ; 5, amphibolite ; 6, pegmatite.



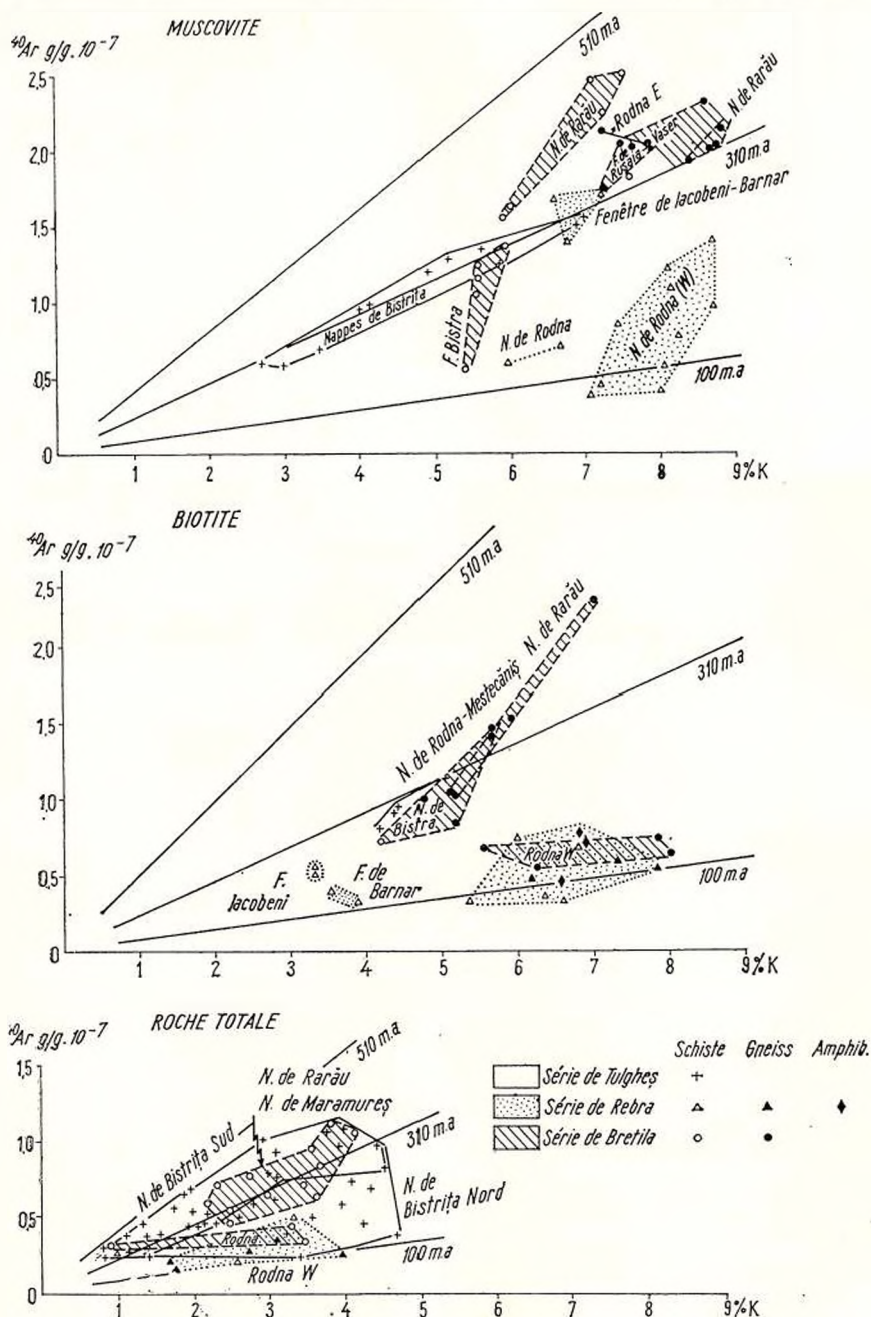


Fig. 3. — Relation Ar—K pour muscovite, biotite et roche totale des séries métamorphiques préalpines des Carpatés Orientales. (abréviations : N = nappe de ; F = fenêtre de).



cynien, qui a provoqué la régénération, suggère l'encadrement de la biotite dans le modèle 2.2.3 et de la séricite dans le modèle 2.1.

Le test des données montre donc que, pour la plupart des collectivités de roches cogénétiques des Carpates Orientales on peut appliquer l'interprétation des âges isochrones d'après le modèle 2.2.3. d'évolution bistadiale de l'argon en roches régénérées.

Les données analytiques existantes se distribuent, bien que d'une manière non-homogène du point de vue numérique, sur toutes les unités lithostratigraphiques et tectoniques principales de la zone cristalline des Carpates Orientales (tableau 1). Les âges modèle K/Ar indiquent quelques différenciations entre les unités tectoniques étudiées.

TABLEAU 1

*Les valeurs limite des âges modèle K/Ar pour les roches métamorphiques et les granitoïdes préhercyniens des Carpates Orientales (en millions d'années)*

	Hornblende	Muscovite	Biotite	Feldspath	Roche totale
Série de Bretila	304—325 (738)	133—427	110—409	115—328	100—507
Série de Rebra	285	74—332	75—650	119	82—595
Série de Tulgheș	—	257—308	218—289	—	88—472
Granitoïdes de Hăghimaș	—	—	—	259—510	100—502

Dans la *nappe bucovinienne*, autant dans la Série de Bretila qu'aussi dans la Série de Tulgheș, on remarque une prédominance nette des âges de l'ordre de 300—325 m.a. (Tulgheș) et de 275—350 m.a. (Bretila), ce qui reflète une régénération hercynienne intense dans cette unité. Outre les maxima évidents correspondant à l'événement hercynien, les histogrammes respectifs (pl. I) indiquent des régénérations alpines locales, à faible fréquence, et certains âges „préhercyniens” jusqu'à 472 m.a. pour la Série de Tulgheș, 427 m.a. pour les roches de la Série de Bretila et de 510 m.a. pour les granitoïdes de Hăghimaș.

Pour la *nappe de Rodna—Mestecăniș*, les histogrammes montrent, en échange, des régénérations alpines beaucoup plus intenses, particulièrement pour la Série de Rebra de la partie occidentale des Monts de Rodna, où la régénération hercynienne a été presque complètement effacée par la régénération alpine. Dans la Série de Tulgheș prédominent les âges correspondant à l'événement hercynien, mais avec un évident déplacement au-dessous de 300 m.a. par rapport à la nappe bucovinienne, dans laquelle les âges plus grands que 300 m.a. sont prédominants pour la Série de Tulgheș. Un rajeunissement similaire des âges K/Ar s'observe aussi dans le cristallin hercynien. Des âges modèle K/Ar, qui indiquent un



métamorphisme préhercynien, apparaissent tout à fait sporadiquement dans la Série de Rebra (595 et 650 m.a.).

Dans la *nappe de Iacobeni* la régénération alpine apparaît aussi très évidente, spécialement dans le secteur Izvoru Râu-Valée Barnar de la fenêtre de Barnar (Pop et al., 1974). Dans les régions de Vatra Dornei (la fenêtre de Iacobeni) et de Păltiniș (la fenêtre de Barnar) on a enregistré en échange surtout des âges correspondant à l'événement hercynien.

Dans les *nappes de Maramureș*, la régénération alpine a été très intense dans la partie occidentale de la demi-fenêtre de Rodna, dans la même région où un fort rajeunissement alpin a été signalé pour la nappe de Rodna—Mestecăniș. Dans la partie est et nord de la demi-fenêtre de Rodna et dans les fenêtres de Maramureș (Tisa, Bistra, Vaser et Rusaia), la régénération hercynienne n'a pas été effacée par les événements alpins. À l'exception des âges de 304—325 m.a. acquis sur la hornblende des amphibolites de la Série de Bretila (Boiko et al., 1974), la plupart des âges se placent au-dessous de 300 m.a. (pl. I). Des âges indiquant l'existence d'un métamorphisme préhercynien ont été enregistrés seulement pour la Série de Bretila de la fenêtre de Tisa (738 m.a.) et de la demi-fenêtre de Rodna (507 m.a.).

L'histoire différente de la diffusion de l'argon dans les diverses unités tectoniques et lithostratigraphiques se reflète plus clairement dans les représentations K—Ar de la figure 3.

Pour la muscovite, les âges modèle K/Ar oscillent dans les séries préhercyniennes entre 427—74 m.a. Les points représentatifs pour les différentes séries cristallines et unités tectoniques se distribuent d'une manière différente dans le cadre du diagramme Ar—K (fig. 3).

— En ce qui concerne les différentes séries cristallines, on remarque que la série des schistes séricito-chloriteux de la Série de Tulgheș des nappes de Bistrița s'inscrit dans un champ allongé, disposé parallèlement à l'isochrone de 310 m.a., tandis que la muscovite de la Série de Bretila et de la Série de Rebra se projette en champs allongés avec pentes correspondant à des isochrones d'environ 750—900 m.a. Ce fait peut être interprété dans le sens d'une réorganisation minéralogique hercynienne, qui a causé une perte totale en argon dans la série de Tulgheș, contrairement à la muscovite des séries de Bretila et Rebra, qui n'a pas subi telles réorganisations minéralogiques dans les zones non-affectées par le rétro-métamorphisme hercynien.

— En ce qui concerne les différentes unités tectoniques ou régions, on constate que, par exemple, dans les Monts de Rodna la muscovite de la Série de Rebra de la nappe de Rodna—Mestecăniș est plus pauvre en argon, comparée à celle de la fenêtre de Iacobeni, située dans les Monts de Bistrița; dans la Série de Bretila la diffusion de l'argon a été plus intense dans la fenêtre de Bistra que dans l'unité de Rarău. La position des muscovites dans le diagramme Ar—K (fig. 3) confirme donc un rajeunissement alpin intense dans les Monts de Rodna





et une régénération hercynienne avec valeurs dépassant 300 m.a. dans l'unité de Rarău et moindres dans la fenêtre de Bistra.

— Quant à l'influence du type pétrographique sur l'évolution de l'argon dans la muscovite, on remarque dans la nappe de Rarău une diffusion plus active de l'argon de la muscovite des gneiss, par rapport à celui des micaschistes.

Pour la biotite, les âges modèle K/Ar varient entre 110—650 m.a. On constate une tendance de disposition des points le long des isochrones à grande pente et interception négative (fig. 3). De même que dans le cas de la muscovite, la perte en argon a été plus réduite dans la biotite des roches de la Série de Bretila de la nappe de Rarău et plus intense dans les fenêtres de Tisa, Bistra et dans la Série de Rebra de la fenêtre de Iacobi. Dans la partie occidentale des Monts de Rodna, autant dans la nappe de Rodna (Série de Rebra), qu'aussi dans la demi-fenêtre tectonique (Série de Bretila), la perte en argon a été particulièrement importante à cause de la régénération alpine.

Les âges obtenus sur roche totale oscillent entre 82—595 m.a. Pour la partie occidentale des Monts de Rodna ceux-ci indiquent également une perte totale en argon, au cours d'un événement alpin déroulé il y a environ 75—100 m.a. Dans les autres unités tectoniques, la régénération est surtout hercynienne, les âges modèle K/Ar se situant entre les valeurs limite de 200 et 430 m.a.

### *Série de Bretila*

La Série de Bretila (Précambrien supérieur  $A_1$ ) apparaît dans les nappes de Maramureș et dans l'unité de Rarău (planches I et II). Elle est constituée surtout de roches gneissiques, dans lesquelles sont intercalés de micaschistes, amphibolites, quartzites et gneiss oculaires. Cette série représente une séquence terrigène avec des niveaux volcano-sédimentaires basiques et acides, métamorphisés dans le faciès des amphibolites à almandin. Les principales paragenèses comprennent — pour les roches psammito-pélitiques —  $mu + bio + alm + pl_{25an} + Kf + qz$  et pour les roches basiques  $ho + pl_{30an} + ep \pm alm \pm qz$ <sup>11</sup>. Les roches de la Série de Bretila sont affectées sur de grandes surfaces par un rétro-morphisme régional hercynien, qui se développe surtout dans les zones où apparaissent des formations paléozoïques plissées et métamorphisées, disposées en transgression sur la Série de Bretila (K r ä u t n e r, 1972 b). Ce rétro-morphisme pénètre jusqu'à environ 300—500 m sous la limite de transgression des formations paléozoïques.

*Âges modèle.* L'histogramme avec toutes les données disponibles sur la Série de Bretila et les granitoïdes de Hăghimaș ( $n = 82$ ) (fig. 4) indique un groupement des âges modèle K/Ar en trois collectivités

<sup>11</sup> Abréviations pour les paragenèses des roches métamorphiques : ho — hornblende, ep — épidote, alm — almandin, mu — muscovite, bio — biotite, pl — feldspath plagioclase, kf — feldspath potassique, qz — quartz.





distinctes, qui correspondent à : (1) événements alpins — 100–200 m.a., avec un maximum à 100–125 m.a.; (2) tectogenèse hercynienne — 225–375 m.a., avec un maximum à 300–325 m.a.; (3) une tectogenèse préhercynienne marquée par des valeurs isolées de l'ordre de 400–450 m.a. 507 m.a. et 738 m.a.

Il résulte que le métamorphisme progressif de la Série de Bretila se place dans une tectogenèse préhercynienne, pour laquelle les valeurs de 507 m.a. et 738 m.a. représentent des âges minima admissibles. Dans les formations métamorphiques de la Série de Bretila ont eu donc lieu des pertes successives en argon, dues à la régénération hercynienne et à la tectogenèse alpine. Les données radiochronologiques confirment, de la sorte, le caractère polymétamorphique des roches de la Série de Bretila, mis en évidence aussi par des processus de rétro-morphisme régional hercynien, largement répandus, et des zones à diaphorèse alpine (Kräutner, 1972 b). Le nombre réduit des âges préhercyniens acquis indique la large répartition et le caractère pénétrant de la régénération hercynienne. Dans ce contexte, les valeurs plus grandes que 325 m.a. peuvent être considérées en tant que „âges apparents”, résultats d'une perte incomplète en argon pendant la régénération hercynienne. La même situation peut être supposée pour les roches avec rajeunissement alpin, dans lesquelles les valeurs dépassent la classe 100–125 m.a.

Les valeurs situées entre 225–300 m.a., nombreuses surtout dans les classes 250–300 m.a., peuvent être interprétées : (a) comme „âges de refroidissement”, liés à l'exondation et à la pénéplaination précurseurs du Permien supérieur ou au cycle sédimentaire mésozoïque, (b) comme l'effet des déformations hercyniennes tardives ( $S_3$ )<sup>12</sup> entre le Permien inférieur et le Permien supérieur (phase saalique) ou (c) comme le résultat de l'action combinée des deux phénomènes mentionnés.

La distribution des âges modèle K/Ar sur les unités tectoniques où apparaissent les formations de la Série de Bretila (fig. 4) indique une prédominance des âges alpins dans la partie occidentale de la demi-fenêtre de Rodna, tandis que dans les autres secteurs des nappes de Maramureş et dans l'unité de Rarău la plupart des âges correspondent à l'événement hercynien. Les roches de la Série de Bretila ont été donc sujettes à une régénération hercynienne très intense dans toutes les unités tectoniques. C'est pourquoi nous considérons que la régénération alpine, qui a causé une nouvelle diffusion de l'argon des roches, s'est superposée aux roches avec âges rajeunis préalablement par l'événement hercynien.

Les analyses effectuées sur roche totale (fig. 4) sont groupées dans le histogramme pareillement à celles présentées en haut.

Pour la muscovite (fig. 4) on remarque dans toutes les unités tectoniques un groupement des valeurs dans le domaine des âges hercyniens. La régénération hercynienne s'est déroulée donc à des températures dépassant 300°C, provoquant une perte intensive en argon de la

<sup>12</sup> Notation pour les éléments tectoniques. Voir par exemple H. G. Kräutner, G. H. Popa (1973).





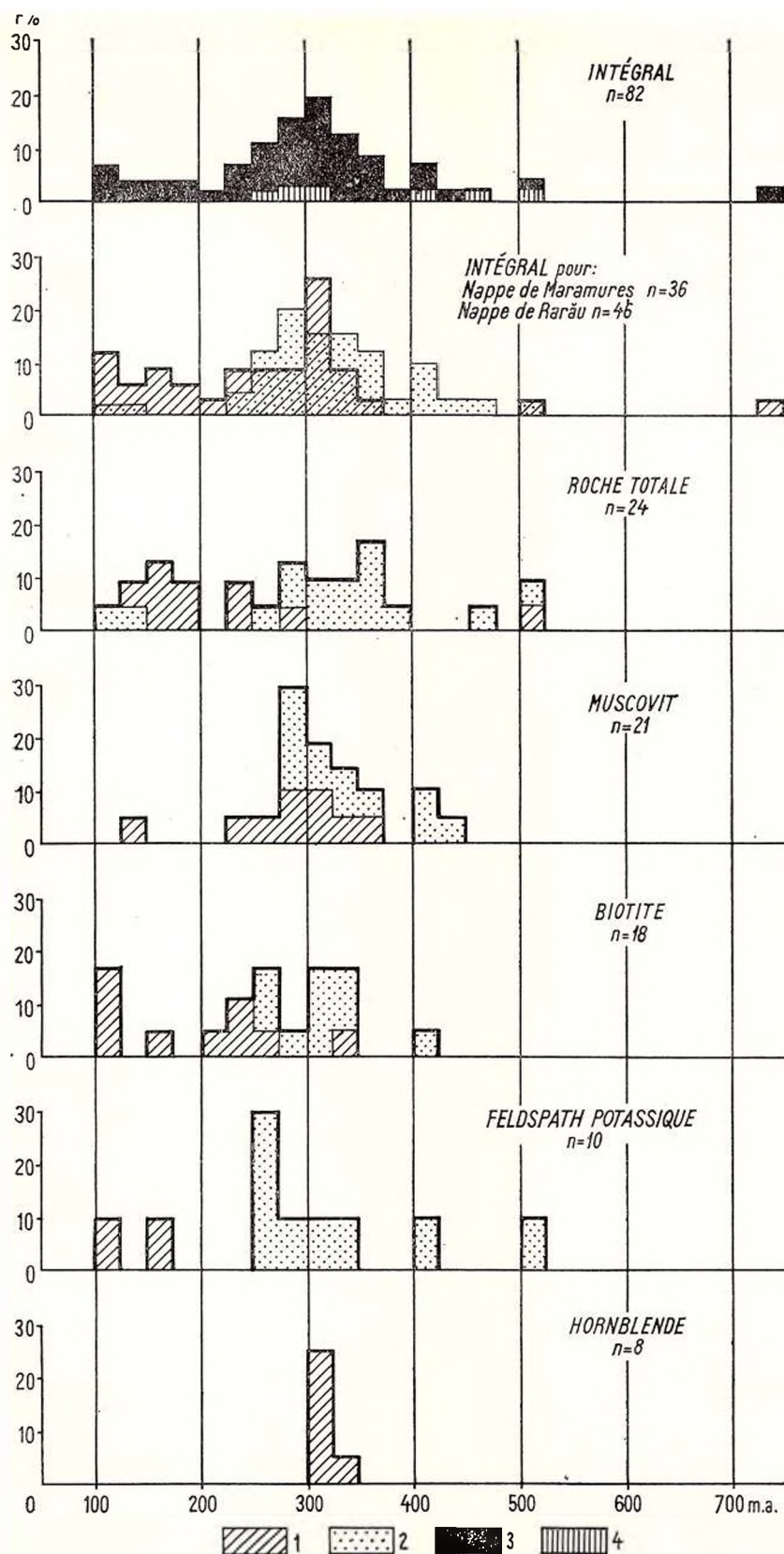


Fig. 4. — Série de Bretița și granitoides de Hăghimaș. Histogramme avec les âges modèle K/Ar. 1, nappes de Maramures; 2, nappe de Rarău; 3, toutes les unités; 4, granitoides.



muscovite, tandis que la régénération alpine a eu lieu, dans les zones d'où proviennent les échantillons analysés (donc exclusivement la partie occidentale des Monts de Rodna), sous des températures inférieures à celle qui déclanche la diffusion de l'argon.

Pour la biotite (fig. 4), on observe l'arrêt de la diffusion de l'argon après l'événement hercynien, à 250–275 m.a., tandis que la clôture du système de la muscovite est indiquée par le maximum de 275–300 m.a. Le décalage du temps auquel s'est arrêtée la diffusion de l'argon dans la biotite et dans la muscovite de la Série de Bretila peut être considéré comme un indice que les âges modèle K/Ar enregistrés pour ces minéraux représentent des âges de refroidissement. Les âges modèle situés dans les classes entre 100–175 m.a. concernent la partie occidentale des Monts de Rodna et indiquent une diffusion importante de l'argon sous l'influence de la régénération alpine. Compte tenu du caractère frais des roches, les valeurs mentionnées doivent être interprétées aussi comme des âges de refroidissement par suite d'un événement thermique alpin.

Pour le feldspath potassique (fig. 4) l'histogramme nous porte à des conclusions pareilles à celles sur la biotite; en feldspath, la diffusion de l'argon s'achève plus tard (250–275 m.a.), après l'événement hercynien, que dans la muscovite et dans la hornblende.

Pour la hornblende (fig. 4), l'histogramme des âges modèle K/Ar indique une faible variation des valeurs enregistrées, qui se placent presque en totalité dans la classe 300–325 m.a. Vu que la hornblende semble nécessiter le niveau le plus bas de saturation en argon du volume interstitial (Harper, 1970), donnant les âges les plus proches de l'événement géologique respectif, on peut admettre que les valeurs acquises sur la hornblende de la Série de Bretila s'approchent le plus de l'âge réel du rétro-morphisme hercynien des Carpates Orientales.

*Ages isochrones.* Pour l'interprétation du rapport K:Ar, on a utilisé les représentations graphiques des figures 5–7.

Pour la muscovite (fig. 5), les points représentatifs se groupent en différents domaines, selon la nature pétrographique de la roche d'où proviennent les cristaux sélectionnés. Dans ce sens-là, les muscovites des micaschistes se distinguent nettement de celles provenant des gneiss. Les isochrones montrent que dans la muscovite des gneiss avec teneur plus élevée en K la diffusion de l'argon a été plus intense que dans la muscovite plus pauvre en K des micaschistes (tableau 2). Quelques petites différences en  $\Delta^{40}\text{Ar}_a$  se constatent même dans les micaschistes, à savoir entre les variétés à grenat et celles sans grenat.

Pour le même type lithologique, on remarque des diffusions variées de l'argon, donc des régénérations à intensités ou durées qui diffèrent d'une unité tectonique à l'autre. Ainsi, par exemple, dans les gneiss et les micaschistes de l'unité de Rarău, la diffusion de l'argon de la muscovite s'est arrêtée il y a 295 m.a., tandis que dans les unités de Maramureș, du nord de la zone cristalline, la diffusion de l'argon s'est continuée dans la muscovite des micaschistes jusque il y a 242 m.a.





TABLEAU 2  
Les âges K/Ar pour les formations de la série de Bretita et les granitoïdes de Hăghimaș

No	No. échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	<sup>40</sup> Ar g/g. 10 <sup>-7</sup>	T. 10 <sup>-6</sup> ans publiés	T. 10 <sup>-6</sup> ans recalculés	Source
1	30	Roche totale	Micaschiste à grenat	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Dvuroghii	2,46	0,47	260±11	250	Boiko et al., 1970
2	20	Roche totale	Gneiss granitique cataclasé	Nappe de Rarău	Monts de Čivčîn, vallée Dvuroghii	3,80	0,28	108±6	100	Boiko et al., 1970
3	21	Roche totale	Gneiss granitique cataclasé	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Dvuroghii	4,35	0,42	136±6	130	Boiko et al., 1970
4	990	Roche totale	Gneiss de Rarău	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Ostra, tunnel Aluniș	2,49	0,54	293±9	282	Lazarenko et al., 1973
5	4 CMC	Roche totale	Micaschiste à grenat	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Ostra, tunnel Aluniș	2,28	0,70	388	388	Mureșan et al., 1975
6	3	Concentré muscovite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, crête Greben-Aluniș	2,99	0,65	281±6	281	Pop et al., 1974
7	1	Concentré biotite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea (vallée Chei)	3,64	0,63	227±7	227	Pop et al., 1974
8	5	Concentré biotite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Rarău	3,84	1,09	360±10	360	Pop et al., 1974
9	8	Concentré biotite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Rarău	4,15	1,05	327±7	327	Pop et al., 1974
10	37 VA	Roche totale	Schiste muscovitique sériciteux	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea-Ostra	3,55	0,94	355	355	Mureșan et al., 1975
11	4246 E	Roche totale	Schiste muscovitique à chlorite	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș, zone Primătar	2,71	0,75	353	353	Mureșan et al., 1975
12	41 N	Roche totale	Gneiss micacé à grenat	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, Bicazu Ardelean	2,17	0,60	352	352	Mureșan et al., 1975
13	40 N	Roche totale	Gneiss quartzo-feldspathique	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, Bicazu Ardelean	3,29	0,88	342	342	Mureșan et al., 1975
14	D. 316	Concentré muscovite	Micaschiste à grenat	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Bredețel	3,50	0,72	280	268	Semenenko et al., 1969 Danilovici, 1970
15	2120	Roche totale	Micaschiste à grenat	Fenêtre de Vaser	Monts Maramureș, vallée Novăț	3,69	0,81	299±9	285	Lazarenko et al., 1973
16	60	Roche totale	Amphibolite diaphtorisé	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	0,90	0,12	195±16	178	Boiko et al., 1970
17	61	Roche totale	Amphibolite (à plagioclase albitisé)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	1,69	0,21	174±11	167	Boiko et al., 1970
18	21	Roche totale	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Rebra	3,45	0,36	149±6	141	Lazarenko et al., 1973
19	534	Roche totale	Gneiss muscovitique	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Putredu (N du sommet Gargalău)	3,27	0,45	191	191	Minzatu et al., 1975
20	400	Roche totale	Quartzite muscovitique	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, crête Gargalău	0,87	0,39	507	507	Minzatu et al., 1975
21	24 (1/61)	Biotite	Gneiss biotitique de Menci	Nappe de Rarău	Monts Rahov, Kamen-Klevka	5,66	1,42	337	323	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
22	25 (4/63)	Biotite	Gneiss biotitique de Menci	Nappe de Rarău	Monts Rahov, crête Kamen-Klevka/Kamen-Grun	5,15	1,05	279±12	266	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
23	22	Biotite (chloritisé)	Gneiss oculaire de Rarău	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Sărata (versant gauche)	5,20	1,04	273±16	261	Boiko et al., 1970 Matkovski, 1971
24	65/2	Biotite (chloritisé) (3–5 mm)	Gneiss oculaire de Rarău	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Ideiul (affluent gauche de la vallée Sărata)	5,36	1,32	333	318	Gorohov et al., 1967
25	6	Biotite (chloritisé) (3–5 mm)	Gneiss oculaire de Rarău	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Rarău	5,95	1,53	330±7	330	Pop et al., 1974
26	1073/CMC	Biotite	Gneiss granodioritique à biotite (carbonaté)	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei (souterrain)	7,06	2,30	409	409	Mureșan et al., 1975
27	11	Biotite	Micaschiste à biotite	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei (souterrain)	7,71	2,03	338±7	338	Pop et al., 1974
28	59 (2/63)	Biotite	Gneiss biotitique	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Tisa (versant gauche) entre les vallées Dovgorun et Tukalo	4,79	1,00	286±17	272	Boiko et al., 1970 Semenenko et al., 1969
29	63 (2/61)	Biotite	Gneiss biotitique à plagioclase	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	5,66	1,44	342	327	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
30	10–308	Biotite	Micaschiste à grenat et staurotide	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	6,30	1,18	245	245	Semenenko et al., 1969 Danilovič, 1970
31	10–309	Biotite	Micaschiste à grenat et staurotide	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	4,20	0,73	240	229	Semenenko et al., 1969
32	90	Biotite	Gneiss à muscovite et biotite	Fenêtre de Rusaia	Monts de Bistrița, vallée Bistrița, carrière en aval du confluent avec Rusaia	5,19	0,85	217	217	Minzatu et al., 1975
33	498	Biotite	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Gușet en aval du confluent avec Lespedea	6,29	0,57	122	122	Minzatu et al., 1975
34	499	Biotite	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Gușet en aval du confluent avec Lespedea	5,59	0,70	164	164	Minzatu et al., 1975
35	16 b	Biotite	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Gușet en aval du confluent avec Lespedea	8,04	0,66	110	110	Minzatu et al., 1975
36	21	Biotite	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Rebra	7,85	0,72	130±6	124	Lazarenko et al., 1973
37	23	Muscovite	Gneiss biotito-muscovitique	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Sărata (versant gauche)	8,79	2,02	312±6	297	Boiko et al., 1970
38	31	Muscovite	Micaschiste à grenat	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Dvuroghii	5,92	1,34	308±11	293	Boiko et al., 1970
39	2	Muscovite	Gneiss	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei	8,41	1,93	297±6	297	Pop et al., 1974
40	4	Muscovite	Gneiss	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, crête Greben/Alun	8,61	2,29	341±7	341	Pop et al., 1974
41	7	Muscovite	Gneiss	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Rarău	7,52	2,04	334±7	334	Pop et al., 1974
42	10	Muscovite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, vallée Crucii, Tarnița	6,01	1,67	355±10	355	Pop et al., 1974
43	1074/CMC	Muscovite	Micaschiste grenatifère	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei (gal. 3, m 109)	7,29	2,46	422	422	Mureșan et al., 1975
44	12	Muscovite	Gneiss à muscovite	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș—Bărăsău	8,85	2,13	311±9	311	Pop et al., 1974
45	13	Muscovite	Gneiss à muscovite	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș—Bărăsău	8,71	1,99	296±9	296	Pop et al., 1974
46	14	Muscovite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș—Bărăsău	7,61	1,79	304±9	304	Pop et al., 1974
47	4245 E	Muscovite	Micaschiste	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș—zone Primătar	7,10	2,43	427	427	Mureșan et al., 1975
48	4244—E	Muscovite	Micaschiste à grenat	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Tulgheș—zone Primătar	7,51	2,48	414	414	Mureșan et al., 1975
49	57 (67/B)	Muscovite	Schiste muscovitique quartzeux	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, Mont Butin (versant gauche)	5,60	1,24	301±11	287	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
50	58 (1258 a)	Muscovite	Schiste muscovitique	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Tisa versant gauche entre les vallées Leșcinka et Bolșoi Berlebaș	5,60	1,15	280±11	268	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
51	1/63	Muscovite	Gneiss granitique à muscovite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, crête entre les vallées Tukalo et Dovgorun	8,15	1,98	312±17	313	Semenenko et al., 1969
52	10.309	Muscovite	Micaschiste à grenat et staurotide	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikovii	5,38	0,55	150	133	Semenenko et al., 1969
53	P. 148	Concentré muscovitique	Schiste biotito-muscovitique à chlorite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Beli (cours supérieur)	5,64	1,04	248	242	Semenenko et al., 1969
54	2120	Muscovite	Micaschiste à grenat	Fenêtre de Vaser	Monts Maramureș, vallée Vaser	6,24	1,34	292±9	279	Lazarenko, 1973
55	87	Muscovite	Gneiss à muscovite	Fenêtre de Rusaia	Monts de Rodna, vallée Bistrița (en aval du confluent avec Rusaia)	7,28	1,73	310	310	Mureșan, 1975
56	388	Muscovite	Gneiss granitique	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Cociorbii	7,88	2,04	329	329	Minzatu et al., 1975
57	973	Muscovite	Gneiss à muscovite	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, Izv. Cepii (cours supérieur)	7,26	2,11	370	370	Mureșan, 1975
58	17 a	Microclin	Gneiss oculaire de Rebra	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Gușet (en aval du confluent avec Lespedea)	9,17	0,78	115	115	Minzatu et al., 1975
59	17	Orthose	Gneiss oculaire de Anieș	Nappe de Anieș	Monts de Rodna, vallée Anieș(aval du confluent avec Tomnatic)	3,92	0,46	159	159	Minzatu et al., 1975
60	5 CMC	Microclin	Gneiss oculaire de Rarău	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Ostra, tunnel Aluniș	9,80	2,50	328	328	Mureșan et al., 1975
61	191	Orthose	Gneiss oculaire de Prisăcani	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, r. Tulgheș, vallée Bărăsău	9,14	1,77	250	250	Minzatu et al., 1975 Mureșan et al., 1975
62	102	Microclin	Gneiss oculaire de Naghiag	Nappe de Rarău	Monts de Hăghimaș, Bălan, vallée Naghiag	9,23	2,00	281	281	Minzatu et al., 1975 Mureșan et al., 1975
63	78	Microclin	Gneiss oculaire de Naghiag	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, Bălan, vallée Naghiag	9,54	1,93	263	263	Minzatu et al., 1975 Mureșan et al., 1975
64	D. 105	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, Delovoe	0,56	0,36	700±50	738	Danilovici, 1970 Semenenko et al., 1969
65	13/68	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Bredețel	0,67	0,158	323±17	304	Boiko et al., 1974
66	K—13	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Bredețel	0,54	0,131	326±14	312	Boiko et al., 1974
67	II	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, Delovoe	0,34	0,084	335±17	318	Boiko et al., 1974
68	3/68	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikov	0,70	0,166	320±16	307	Boiko et al., 1974
69	4/68	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikov	1,20	0,300	330±20	324	Boiko et al., 1974
70	K—6	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikov	1,00	0,241	325±15	321	Boiko et al., 1974
71	K—7	Hornblende	Amphibolite	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikov	1,02	0,246	330±25	317	Boiko et al., 1974
72	IV	Hornblende	Amphibolite (granitisé)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Iavornikov (cours moyen)	0,94	0,231	340±15	325	Boiko et al., 1974
Granitoïdes de Hăghimaș										
73	17	Roche totale	Plagiogranite (gneiss)	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Sărata (versant gauche)	2,88	0,67	314±14	301	Boiko et al., 1974
74	4	Roche totale	Gneiss granitique	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, vallée Bărăsău	1,10	0,26	338±17	305	Lazarenko et al., 1973
75	117	Roche totale	Microgranodiorite à biotite	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Bălan, vallée Covači	2,24	0,91	502	502	Minzatu et al., 1975 Mureșan et al., 1975
76	115	Roche totale	Microgranodiorite à biotite	Nappe de Rarău	Monts Giurgeu, Bălan, vallée Covači	3,00	1,07	446	446	Mureșan et al., 1975
77	18	Biotite	Plagiogranite	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Sărata (versant gauche)	6,27	1,58	339±12	324	Boiko et al., 1970
78	5450	Biotite	Plagiogranite biotitique	Nappe de Rarău	Monts Čivčîn, vallée Sărata (versant gauche)	5,70	1,27	307	289	Gorohov et al., 1967
79	1072 CMC	Microclin	Gneiss granitique	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei (souterrain)	6,64	1,54	300	300	Mureșan et al., 1975
80	32 V.A	Microclin	Granite aplitique	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, Gemenea, vallée Chei (souterrain)	5,76	1,14	259	259	Mureșan et al., 1975
81	P. g	Orthose	Granite pegmatoïde	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, Tulgheș, vallée Putna	10,30	4,21	510	510	Minzatu et al., 1975
82	5 a 1	Orthose	Granite pegmatoïde	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, Tulgheș, vallée Putna	9,27	3,06	413	413	Minzatu et al., 1975

Tous les âges ont été recalculés à l'aide des constantes:  $\lambda_K=0,584.10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>;  $\lambda_B=4,72.10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>  
La valeur de la moyenne Ar.g/g.10<sup>-7</sup> pour l'échantillon 43 (1074 CMC) a été imprimée d'une manière erronée dans le travail de M. Mureșan et al., 1975.



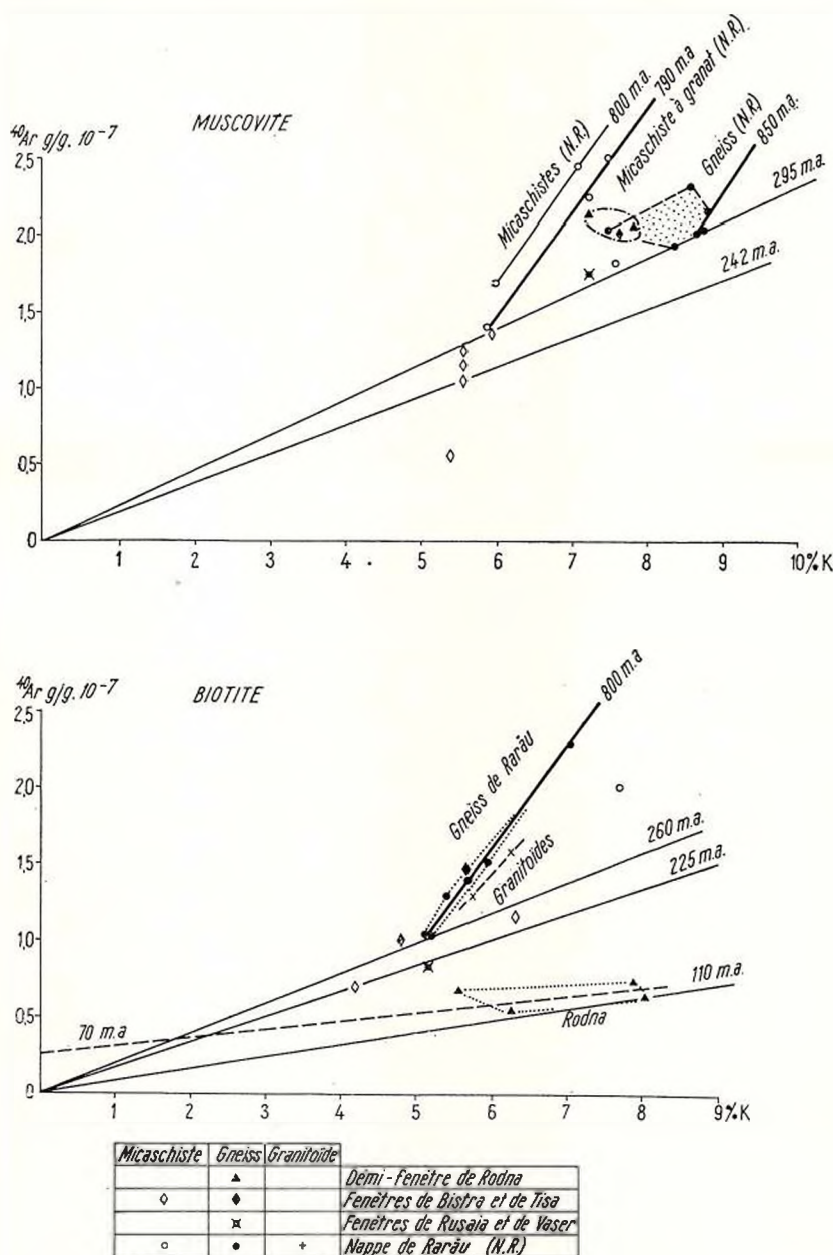


Fig. 5. — Série de Bretila et granitoïdes de Hăghimaș. Isochrones K/Ar pour muscovite et biotite.



Les isochrones tracées dans la figure 5 indiquent le métamorphisme régional de la Série de Bretila à 790–850 m.a. et l'arrêt du rajeunissement hercynien à 295 m.a. dans l'unité de Rarău et à 242 m.a. dans les micaschistes des nappes de Maramureș.

La muscovite des gneiss correspond, au moins partiellement, au modèle 2.2.1. (fig. 1), qui n'admet pas d'isochrones. Il semble pourtant que dans le domaine des valeurs limite on remarque une tendance vers le modèle 2.2.3. (fig. 1), ce qui rend possible l'interprétation d'une ligne isochrone pour les échantillons avec  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  maximum.

Pour la biotite (fig. 5), les données existantes ont permis de tracer une seule isochrone pour les échantillons séparés des gneiss de la nappe de Rarău. Cette isochrone place le métamorphisme progressif des roches à 800 m.a.

Dans le diagramme K–Ar (fig. 5), on observe très clairement la perte importante en  $^{40}\text{Ar}$  dans la biotite des gneiss situés dans la partie occidentale de la demi-fenêtre de Rodna, par suite de la régénération alpine. La disposition des points suggère le modèle 2.1. (fig. 1). Dans ce cas-là, l'événement alpin peut être daté autour de 70 m.a., en base d'une isochrone à interception positive. Dans les gneiss de l'unité de Rarău, la diffusion de l'argon dans la biotite s'est arrêtée à 260 m.a. et dans les nappes de Maramureș à 225 m.a.

Pour le feldspath potassique (fig. 6), ont été tracées une isochrone de 750–780 m.a. pour les granitoïdes de Hăghimaș et une isochrone de 910 m.a. pour les gneiss de Rarău.

On constate une perte beaucoup plus accentuée de l'argon dans les gneiss de Rarău par rapport aux granitoïdes de Hăghimaș (tableau 2), dans lesquels la régénération hercynienne a été probablement moins pénétrante à cause de la structure massive et de la compétence tectonique plus élevée. Le feldspath des gneiss oculaires qui affleurent dans la demi-fenêtre de Rodna a perdu presque tout son argon au cours des événements alpins. La disposition des points dans le diagramme Ar–K suggère le modèle 2.1. (fig. 1). Dans ce cas-là, les deux analyses disponibles nous portent à supposer — en base d'une isochrone avec interception positive (fig. 6) — que l'événement alpin s'est déroulé il y a environ 85 m.a.

Pour les analyses de roche globale (fig. 6) ont été tracées d'une manière interprétative des isochrones de 730 et 890 m.a. pour les micaschistes de l'unité de Rodna et des fenêtres de Bistra, Tisa et Vaser. Les domaines de projection des roches des deux unités tectoniques se superposent, parce que l'argon des micaschistes de la nappe de Rarău semble avoir évolué en majeure partie d'après le modèle 2.2.1. (fig. 1). L'isochrone de 890 m.a. a été interprétée à partir des valeurs  $\Delta \text{Ar}$  maxima.

Tout comme dans le cas des feldspaths potassiques, pendant la régénération hercynienne les granitoïdes de Hăghimaș ont perdu moins d'argon que les micaschistes et les gneiss de la Série de Bretila (tableau 2).





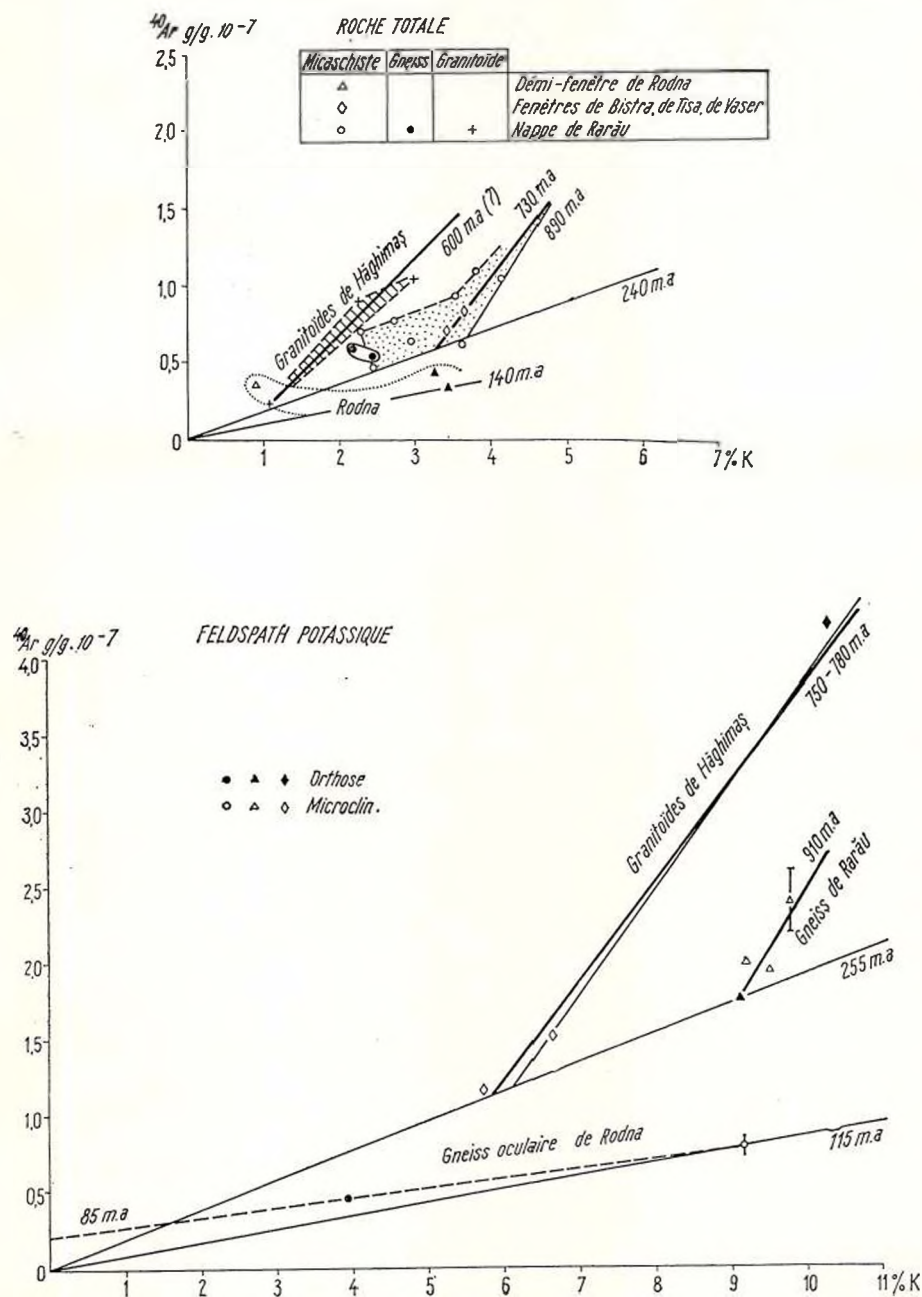


Fig. 6. — Série de Bretila et granitoïdes de Hăghimaş. Isochrones K/Ar pour feldspath potassique et roche totale.



Pour la hornblende des amphibolites de la Série de Bretila, dans les fenêtres de Tisa et Bistra (fig. 7) on obtient une seule isochrone de 315 m.a., avec l'interception du système de coordonnées à 0. Compte tenu de la régénération hercynienne évidente des formations de la Série de Bretila, des âges isochrones K/Ar de l'ordre de 800—900 m.a. pour les principaux composants minéralogiques des roches et des âges modèle K/Ar de l'ordre de 507 et 738 m.a. enregistrés, il résulte que l'évolution

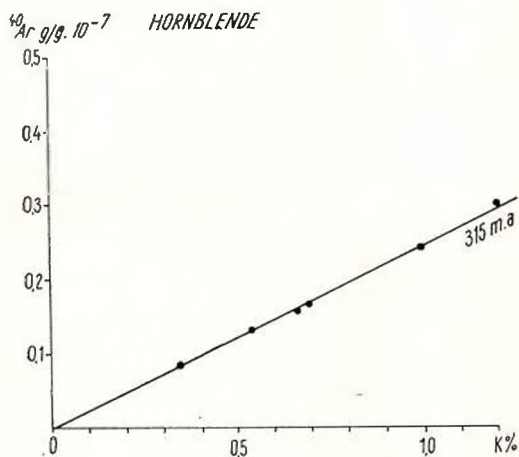


Fig. 7. — Série de Bretila (Monts de Rahov). Isochrone K/Ar pour hornblende des amphibolites (fenêtre de Tisa et fenêtre de Bistra).

de l'argon dans la hornblende s'est déroulée d'après le modèle 1 (fig. 1). L'événement hercynien a déterminé donc une perte totale en argon, ce qui permet la datation de la régénération hercynienne avec un degré de confiance élevé. La perte en argon-40 de la hornblende au cours de la régénération hercynienne peut être estimée à environ  $0,1-0,6 \text{ g/g} \cdot 10^{-7}$ . La valeur réduite de cette perte, comparée à  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  des autres minéraux et roches cogénétiques, explique la diffusion totale de l'argon durant la régénération hercynienne.

Les diagrammes Ar—K présentés pour la Série de Bretila (fig. 5, 6, 7) indiquent dans la plupart des situations une évolution de l'argon d'après le modèle 2.2.3 (fig. 1). Ce fait est vérifié par l'ordre de grandeur comparable des âges isochrones acquis pour les principaux composants minéralogiques des roches.

Dans la figure 8 ont été groupées toutes les lignes isochrones tracées pour la Série de Bretila. Les segments grossis délimitent les secteurs des isochrones peuplés de données. La position de ces secteurs vis-à-vis des lignes des âges modèle, indiqués par les isochrones avec interception du système de coordonnées à 0, montre que dans tous les cas les isochrones pour la Série de Bretila sont basées seulement sur des échantillons dont l'âge modèle dépasse 240 m.a., donc pour lesquels la teneur en argon ne reflète pas l'influence des rajeunissements alpins. Les âges isochrones



mentionnés ont été obtenus donc sur les roches et les minéraux affectés seulement par la régénération hercynienne. On peut considérer donc l'évolution de l'argon comme bistadiale. Les valeurs négatives auxquelles les isochrones interceptent la coordonnée de l'argon (fig. 8) indiquent, par conséquent, la quantité d'argon-40 perdue par diffusion au cours de l'événement hercynien (tableau 3). Puisque l'on peut considérer que l'isochrone de 315 m.a. marque l'événement hercynien, les âges modèle K/Ar plus petits jusqu'à 240–225 m.a., devraient être considérés comme âges de refroidissement ou l'effet des déformations hercyniennes tardives.

TABLEAU 3

*La quantité d'argon — diffusée des roches et des minéraux de la Série de Bretila au cours du métamorphisme hercynien ( $g/g \cdot 10^{-3}$ )*

	Granitoïdes	Gneiss	Micaschistes	Amphibolites
Hornblende	—	—	—	0,1–0,6
Muscovite	—	3,8–4,66	2,56–2,6	—
Biotite	—	2,50	—	—
Feldspath potassique	2,72–3,08	5,66	—	—
Roche totale	0,32	—	1,48–2,20	—

### *Série de Rebra*

La Série de Rebra (Précambrien supérieur A<sub>2</sub>) représente une séquence à dominance terrigène, formée de micaschistes avec intercalations de paragneiss. Vers la partie médiane de la succession se trouve une formation constituée d'une alternance de calcaires, dolomies, amphibolites et micaschistes. Les associations microfloristiques identifiées (Ilieşcu, Mureşan, 1972; Ilieşcu, Kräutner, 1975) nous font placer la sédimentation des dépôts primaires dans le Précambrien supérieur.

La Série de Rebra a subi un métamorphisme régional de type barrovien dans le faciès des amphibolites à almandin (Bercia et al., 1976<sup>13</sup>). Sur le plan local, on remarque des transitions vers le faciès des schistes verts. Au sud des Carpates Orientales (Streckeisen, 1968) et dans les Monts de Rodna on peut tracer les isogrades almandin-staurotide-disthène-sillimanite<sup>14</sup>. Le métamorphisme de cette série s'est déroulé en conditions de pression correspondant aux valeurs élevées du domaine barrique barrovien (Kräutner et al., 1975). Les paragenèses à andalousite et sillimanite décrites pour la Série de Rebra de la fenêtre de Barnar (région de Bărnărel) par Bercia et Bercia<sup>15</sup> ont été attribuées à

<sup>13</sup> *Op. cit.* point 3.

<sup>14</sup> La sillimanite n'a pas été mise en évidence dans les Monts de Rodna.

<sup>15</sup> I. Bercia, Elvira Bercia. Cristalinul de Bistrița în regiunea Bistra—Bărnărel. (Le Cristallin de Bistrița dans la région de Bistra—Bărnărel). 1970. Arch. Inst. Geol. Geoph., Bucarest.





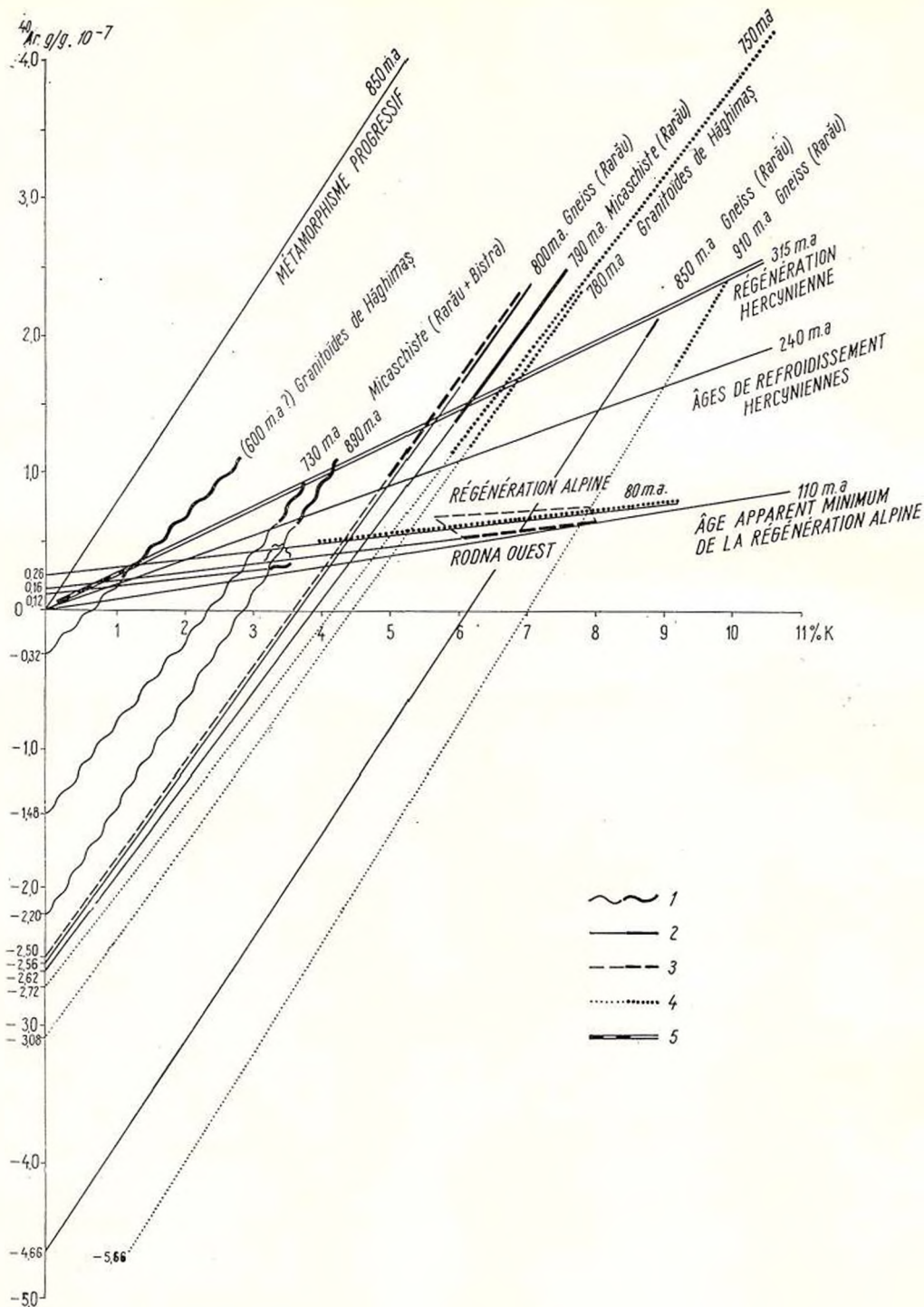


Fig. 8. — Série de Bretila et granitoïdes de Hăghimaș. Relations entre les isochrones K/Ar (les segments grossis indiquent les limites entre lesquelles les isochrones sont peuplées de données).

1, roche totale; 2, muscovite; 3, biotite; 4, feldspath potassique; 5, hornblende.





une phase de blasthèse de basse pression, ultérieure au métamorphisme progressif de la série (Bercia et al., 1976).

Dans le secteur septentrional des Carpates Orientales, les roches de la Série de Rebra situées sous les formations paléozoïques métamorphisées (Série de Tîbău) ont été affectées sur des aires étendues par un rétro-morphisme régional hercynien de basse pression, dans le faciès des schistes verts (Kräutner, 1972; Kräutner et al., 1975). Un rétro-morphisme hercynien a été signalé aussi dans la fenêtre tectonique de Iacobeni (Bercia et Bercia, 1970).

*Âges modèle.* L'histogramme intégral pour les données dont nous disposons ( $n = 47$ ) (fig. 9) indique pour la Série de Rebra le rangement des âges isotopiques en trois collectivités distinctes. Le groupe le mieux peuplé comprend les âges alpins (75–175 m.a.) (tableau 4). La diminution lente de la fréquence des âges vers des valeurs placées entre 175–275 m.a. suggère la présence des roches „polyrégénérées”, dans lesquelles la régénération hercynienne n'a pas été complètement „effacée” par celle alpine. La deuxième collectivité de données comprend des âges de 300–350 m.a. correspondant à des régénérations hercyniennes. Le troisième est représenté par des „âges relictés” préhercyniens (595–650 m.a.).

Il résulte que le métamorphisme progressif de la Série de Rebra a eu lieu dans une tectogenèse préhercynienne et que les formations métamorphiques respectives ont été sujettes successivement à une régénération hercynienne et alpine. Le nombre réduit des âges hercyniens et préhercyniens acquis indique le caractère pénétrant et la grande aire de répartition des régénérations alpines.

Le mode de distribution des données sur les deux unités tectoniques principales d'où proviennent les échantillons analysés (fig. 9) indique une prédominance nette des âges alpins dans la nappe de Rodna (Monts de Rodna), tandis que dans les fenêtres tectoniques de Iacobeni et Barnar les âges hercyniens sont plus fréquents et ceux alpins ont des valeurs plus élevées (125–225 m.a.). Dans la nappe de Rodna, particulièrement dans la partie occidentale du massif de Rodna, la régénération alpine a été donc plus intense que dans les formations des fenêtres tectoniques de Iacobeni et Barnar. Les valeurs obtenues pour ces dernières (136–153 m.a.) représentent probablement, en grande partie, des „âges apparents”, résultats d'une diffusion incomplète de l'argon sous l'influence des événements alpins.

Les analyses effectuées sur roche totale (fig. 9) se rangent dans l'histogramme pareillement à celles présentées plus haut.

Pour la muscovite (fig. 9), les analyses effectuées sur les roches de la partie occidentale de la nappe de Rodna indiquent exclusivement des âges alpins et des „âges apparents” alpins, tandis que dans les fenêtres de Iacobeni et Barnar on a obtenu des âges hercyniens. On peut admettre que dans la partie occidentale de la nappe de Rodna la régénération alpine a déterminé une perte totale en argon, par suite d'un régime de température plus élevée (plus de 300°C) que dans les autres



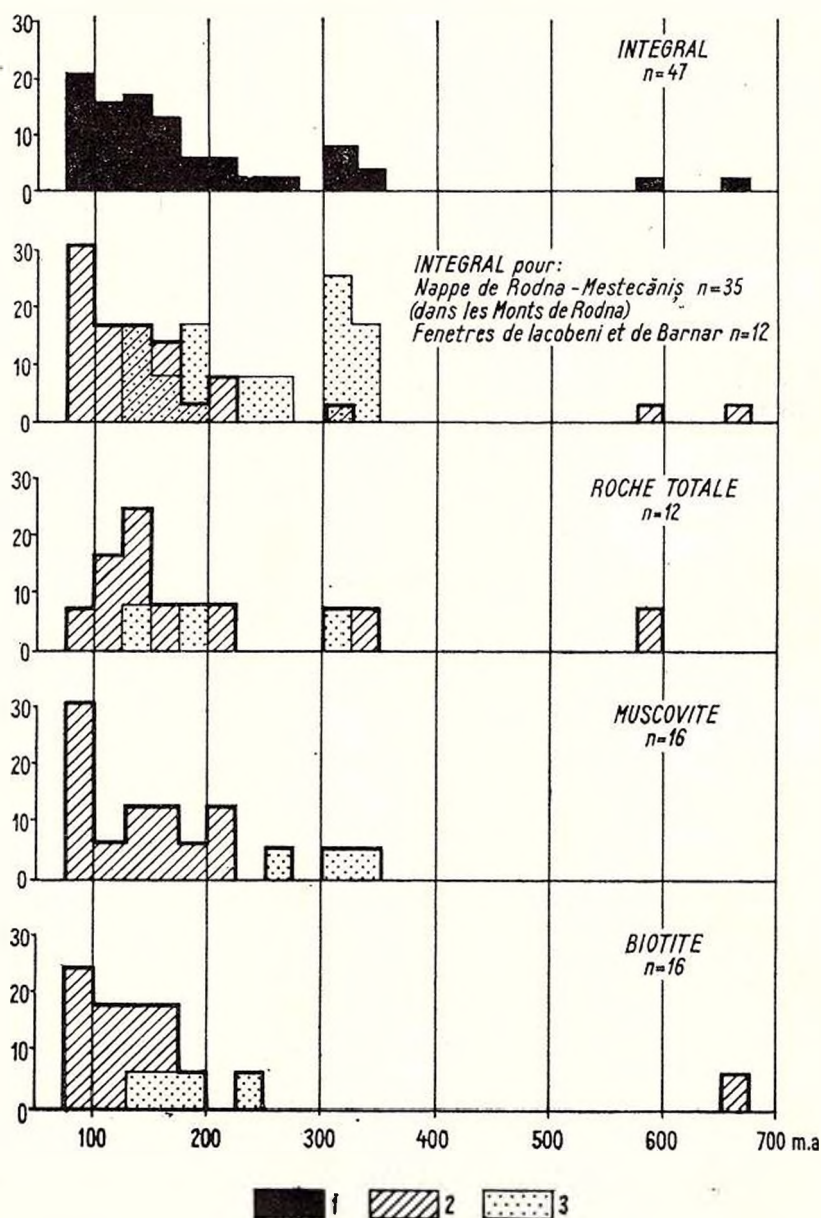


Fig. 9. — Série de Rebra. Histogrammes avec les âges modèle K/Ar.  
 1, toutes les unités ; 2, nappe de Rodna-Mestecăniș ( dans les Monts de Rodna) ; 3, fenêtres de Iacobi et de Barnar.



TABLEAU 4

Les âges model K/Ar pour les formations de la série de Rebra

No	No échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	<sup>40</sup> Ar. g/g. 10 <sup>-7</sup>	T. 10 <sup>-6</sup> ans publié	T. 10 <sup>-6</sup> ans récalculé	Source
1	481	Roche totale	Paragneiss biotitique à grenat	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra (Parva)	3,13	0,30	139	139	Minzatu et al., 1975
2	483	Roche totale	Paragneiss biotitique	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra (Parva)	1,69	0,20	171	171	Minzatu et al., 1975
3	484	Roche totale	Paragneiss à biotite	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra (en amont de la vallée Aritriș)	2,72	0,28	146	146	Minzatu et al., 1975
4	11	Roche totale	Paragneiss à biotite	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra	4,00	0,24	89 ± 3	82	Lazarenko et al., 1973
5	16	Roche totale	Paragneiss à grenat	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra	1,73	0,15	125 ± 7	117	Lazarenko et al., 1973
6	14	Roche totale	Paragneiss à biotite et muscovite	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra	2,57	0,22	122 ± 7	116	Lazarenko et al., 1973
7	1	Roche totale	Schiste muscovitique	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Blazna (galerie)	3,32	0,50	200	200	Minzatu et al., 1975
8	4	Roche totale	Micaschiste diaphtorisé	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna rouis, Roșu	1,04	0,26	338 ± 17	322	Lazarenko et al., 1973
9	488	Roche totale	Schiste amphibolitique à biotite	Nappe de Rodna (E)	Monts de Rodna, vallée Rebra (confluent avec la vallée Scăricele)	1,76	0,87	595	595	Minzatu et al., 1975
10	1066	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux muscovitique	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, Păltiniș	1,00	0,27	362 ± 11	344	Lazarenko et al., 1973
11	21	Roche totale	Amphibolite	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, rouis. Rău	1,15	0,12	147 ± 5	147	Pop et al., 1974
12	22	Roche totale	Amphibolite	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, vallée Bărnărel	3,63	0,54	197 ± 6	197	Pop et al., 1974
13	495	Biotite	Schiste biotito-muscovitique	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	6,57	0,36	75	75	Minzatu et al., 1975
14	491	Biotite	Schiste biotito-muscovitique	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	6,80	0,69	136	136	Minzatu et al., 1975
15	14	Biotite	Micaschiste à biotite et muscovite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra	7,33	0,58	114 ± 4	108	Lazarenko et al., 1973
16	490	Biotite	Schiste muscovitique à biotite et grenat	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	6,31	0,37	84	84	—
17	78	Biotite	Schiste biotitique	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Păltin (galerie Păltin)	5,94	0,73	164	164	—
18	497	Biotite	Schiste biotitique	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	5,33	0,39	103	103	Minzatu et al., 1975
19	496	Biotite	Schiste biotitique à amphiboles	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	6,54	0,45	93	93	Minzatu et al., 1975
20	11	Biotite	Paragneiss à muscovite et biotite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra	6,13	0,47	109 ± 3	104	Lazarenko et al., 1973
21	16	Biotite	Paragneiss à grenat	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra	7,85	0,56	113 ± 5	97	Lazarenko et al., 1973
22	488	Biotite	Schiste amphibolique à biotite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (confluent avec la vallée Scăricele)	6,04	3,35	650	650	Minzatu et al., 1975
23	77 C	Biotite	Amphibolite à biotite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	6,80	0,78	154	154	—
24	76 A	Biotite	Amphibolite à biotite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (galerie)	6,85	0,71	142	142	—
25	29 V	Biotite	Schiste chlorito-biotitique à calcite	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, Iacobeni	3,27	0,55	226	226	Minzatu et al., 1975
26	29 V <sub>1</sub>	Biotite	Schiste chlorito-biotitique à calcite	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, Iacobeni	3,26	0,52	190	190	—
27	20	Biotite	Quartzite biotitique	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, rouis. Rău	3,87	0,34	136 ± 4	136	Pop et al., 1974
28	23	Biotite	Quartzite biotitique	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, vallée Bărnărel	3,50	0,40	153 ± 5	153	Pop et al., 1974
29	77	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	8,71	0,90	140	140	—
30	77 A	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	8,69	0,57	90	90	—
31	487	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	8,01	0,41	74	74	Minzatu et al., 1975
32	494	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	8,04	0,55	90	90	—
33	486	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, galerie Făget	8,13	1,07	176	176	Minzatu et al., 1975
34	79 A	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, între Rebre	8,07	1,23	203	203	—
35	79 B	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, între Rebre	8,25	0,75	124	124	—
36	41 A	Muscovite	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra	8,71	1,36	210	210	—
37	495	Muscovite	Schiste muscovito-biotitique	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	7,10	0,41	78	78	Minzatu et al., 1975
38	490	Muscovite	Micaschiste à biotite et grenat	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	7,20	0,44	84	84	Minzatu et al., 1975
39	23	Muscovite	Micaschiste à grenat	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, crête Ineu	6,70	0,70	149 ± 6	141	Lazarenko et al., 1973
40	4 a	Muscovite	Micaschiste diaphtorisé	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, rouis. Roșu	5,93	0,66	157 ± 6	150	Lazarenko et al., 1973
41	86	Muscovite	Schiste muscovitique à chlorite	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Gușet (galerie Gușet)	7,44	0,85	152	153	—
42	36	Muscovite	Micaschiste	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, Vatra Dornei	6,77	1,38	266 ± 8	266	Pop et al., 1974
43	1—M	Muscovite	Micaschiste à grenat	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, Iacobeni	7,22	1,73	324 ± 10	309	Lazarenko et al., 1973
44	1066	Muscovite	Schiste séricito-chloriteux muscovitique	Fenêtre de Barnar	Monts de Bistrița, Păltiniș	6,55	1,70	347 ± 11	332	Lazarenko et al., 1973
45	494	Microcline	Pegmatite (synmétamorphique)	Nappe de Rodna	Monts de Rodna, vallée Rebra (carrière Scăricele)	10,69	0,95	119	119	Minzatu et al., 1975
46	16	Amphibole	Amphibolite	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, vallée Bistrița	0,73	0,16	300	285	Semenenko et al., 1969
47	17	Amphibole	Amphibolite	Fenêtre de Iacobeni	Monts de Bistrița, vallée Cistina	0,56	0,124	300	287	Semenenko et al., 1969

Tous les âges ont été récalculés à l'aide des constantes :  $\lambda_k = 0,584 \cdot 10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>;  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>

La valeur du K % dans l'échantillon 16 (490) a été imprimée d'une manière erronée dans le travail de Silvia Minzatu et al., 1975.





régions, où la température est inférieure à la limite à laquelle la muscovite devient système ouvert pour la diffusion de l'argon.

Pour la biotite (fig. 9) on remarque une perte complète ou partielle d'argon dans la tectogenèse alpine autant dans la nappe de Rodna qu'aussi dans la nappe de Iacobi des Monts de Bistrița. Au cours de l'événement alpin les conditions thermiques ont été donc supérieures à la température minimale qui détermine la diffusion de l'argon dans la biotite. L'intensité réduite de la régénération alpine dans les

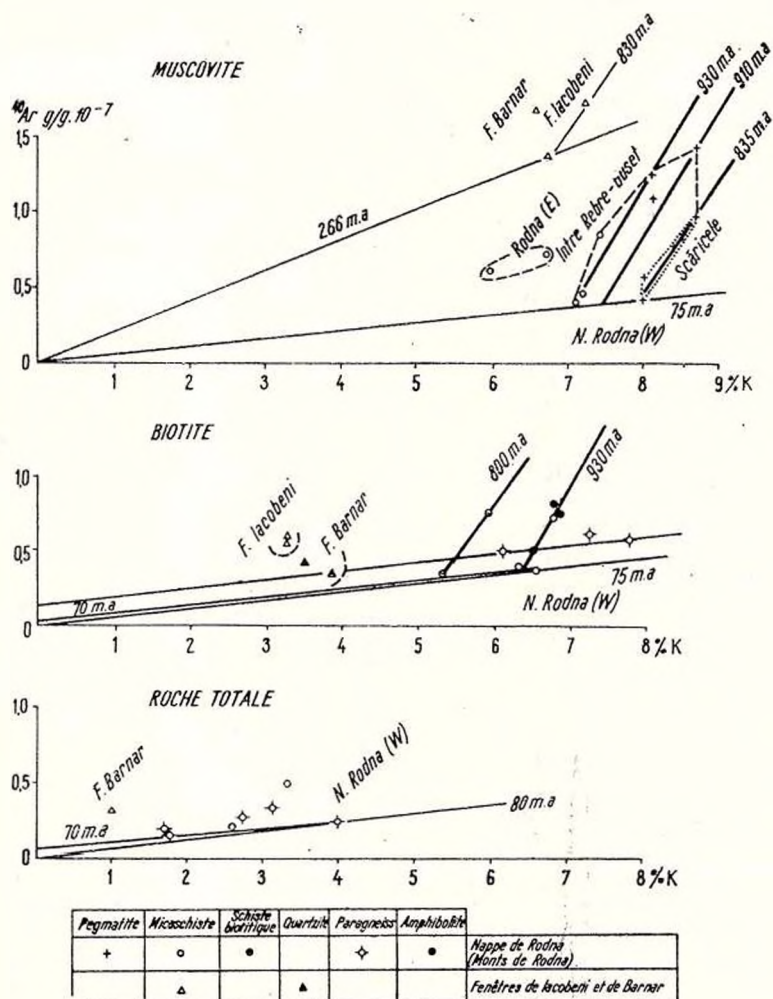


Fig. 10. — Série de Rebra. Isochrones K/Ar pour muscovite, biotite et roche totale (abréviations : F = fenêtre de ... ; N = nappe de ...).



fenêtres tectoniques de Iacobeni et Barnar se reflète dans le fait que dans ces unités prédominent les „âges alpins apparents”; la diffusion de l'argon n'a pas été donc totale.

*Ages isochrones.* Les rapports K:Ar pour la Série de Rebra sont représentés graphiquement dans la figure 10.

Pour la muscovite (fig. 10) les échantillons des Monts de Rodna et des Monts de Bistrița se rangent en zones différentes, indiquant un rajeunissement alpin dans la nappe de Rodna et une régénération hercynienne dans les fenêtres tectoniques de Iacobeni et Barnar. Dans le groupe cogénétique des muscovites provenant de la partie occidentale de la nappe de Rodna on distingue les cristaux de muscovite des pegmatites par rapport à la muscovite plus pauvre en potassium des micaschistes. L'interprétation fondée sur isochrones indique en général la diffusion d'une quantité plus grande en argon dans les muscovites des pegmatites.

On peut tracer les suivantes isochrones conformément au modèle 2.2.3. (fig. 1): 830 m.a. pour la muscovite des micaschistes de la fenêtre de Iacobeni; 910 m.a. pour l'ensemble des muscovites analysées de la partie occidentale de la nappe de Rodna; 835 m.a. pour la muscovite du corps pegmatitique de la vallée Scărișoara; 930 m.a. pour la muscovite des micaschistes et des pegmatites du secteur Gușet-Între Rebre. Pour la cristallisation de la muscovite des roches de la Série de Rebra on peut prendre donc en considération un âge isochrone moyen de  $880 \pm 50$  m.a.

Pour la biotite (fig. 10) on remarque aussi la projection en zones différentes des échantillons de la nappe de Rodna et des fenêtres de Iacobeni et de Barnar. Les données existantes permettent de tracer des isochrones seulement pour la nappe de Rodna, à savoir pour la biotite des micaschistes, des amphibolites et des schistes amphiboliques (930 m.a.) et des schistes biotitiques (800 m.a.). On peut donc considérer, pour la cristallisation de la biotite de la série de Rebra, un âge isochrone moyen de  $865 \pm 65$  m.a.

Pour la biotite des paragneiss de la nappe de Rodna on observe la tendance de celle-ci de se projeter le long d'une isochrone de 70 m.a. avec interception positive. Ce fait indique une évolution de l'argon conformément au modèle 2.1. (fig. 1). La tendance de la biotite des micaschistes de se situer sur une isochrone parallèle par rapport à celle des paragneiss (roche totale) plaide pour l'encadrement dans le modèle 2.1.B. (fig. 1). Dans cette situation, on peut supposer la régénération des âges K/Ar, sous l'influence d'un événement thermique alpin, il y a 70 m.a. Les âges modèle K/Ar n'ont pas signification géologique dans cette interprétation.

Pour les analyses sur roche totale (fig. 10), les données ne sont pas aussi concluantes que pour la biotite et la muscovite. Quant au métamorphisme progressif des roches, on peut déduire seulement son placement dans un temps préhercynien. Il est à remarquer que, dans ce cas aussi, les points représentatifs pour les paragneiss se placent le long d'une isochrone de 70 m.a. avec interception positive. L'interprétation proposée pour la biotite des paragneiss est donc confirmée par les analyses sur roche totale.





Par rapport à la Série de Bretila, les diagrammes Ar—K indiquent pour la Série de Rebra une tendance moins accusée de groupement des échantillons sur des lignes isochrones à interception négative. Mais sa tendance de rangement dans le modèle 2.2.3. (fig. 1) est évidente. Dans les Monts de Rodna on observe également des évolutions suivant le modèle 2.1.B. (fig. 1).

Une représentation comparative des isochrones obtenues pour la Série de Rebra (fig. 11) montre la diffusion d'une quantité différente d'argon-40 dans les diverses espèces minérales ou dans les roches des unités tectoniques variées (tableau 5). Les segments des isochrones peuplées de données (les lignes grossies dans la fig. 11) se placent, pour la nappe de Rodna, dans le domaine des âges modèle de 75—210 m.a. et pour la fenêtre de Iacobenii entre 266—309 m.a. A l'exception de l'isochrone pour les micaschistes de la fenêtre de Iacobenii, toutes les isochrones pour la Série de Rebra ont été donc rédigées pour des roches dans lesquelles a eu lieu une diffusion de l'argon pendant la tectogenèse alpine. Ce fait se remarque également de la quantité plus grande d'argon supposée d'avoir été diffusée des minéraux de la Série de Rebra en comparaison avec ceux de la Série de Bretila (tableau 3, 5). Pour la Série de Rebra, les âges isochrones ont été donc interprétés sur des roches polyrégénérées, à la différence des roches monorégénérées de la Série de Bretila. Ainsi s'explique aussi la dispersion plus grande des points dans les diagrammes Ar—K et le degré de confiance plus réduit des isochrones pour la Série de Rebra.

TABLEAU 5

*La quantité d'argon-40 diffusée des roches et des minéraux de la Série de Rebra au cours du métamorphisme hercynien et de la régénération alpine (g/g.  $10^{-6}$ )*

	Polyrégénération hercynienne + alpine			Métamorphisme hercynien
	Pegmatites	Schistes	Amphibolites	Schistes
Muscovite	5,38—5,94	5,62	—	3,48
Biotite	—	3,27—5,10	5,10	—

### *Série de Tulgheș*

La Série de Tulgheș affleure dans l'unité de Putna de la nappe bucovinienne et dans la nappe de Rodna—Mestecăniș (tableau 1). Elle est représentée par une séquence d'environ 4000 m d'épaisseur, constituée d'une alternance de dépôts détritiques et de formations volcano-sédimentaires rhyolitiques, dacitiques et basiques, métamorphisées. Les associations protisto-palynologiques (Ilieșcu, Mureșan, 1972; Timofeev, 1973; Ilieșcu, Kräutner, 1975) indiquent la sédimentation de cette séquence pendant le Vendien-Cambrien inférieur,





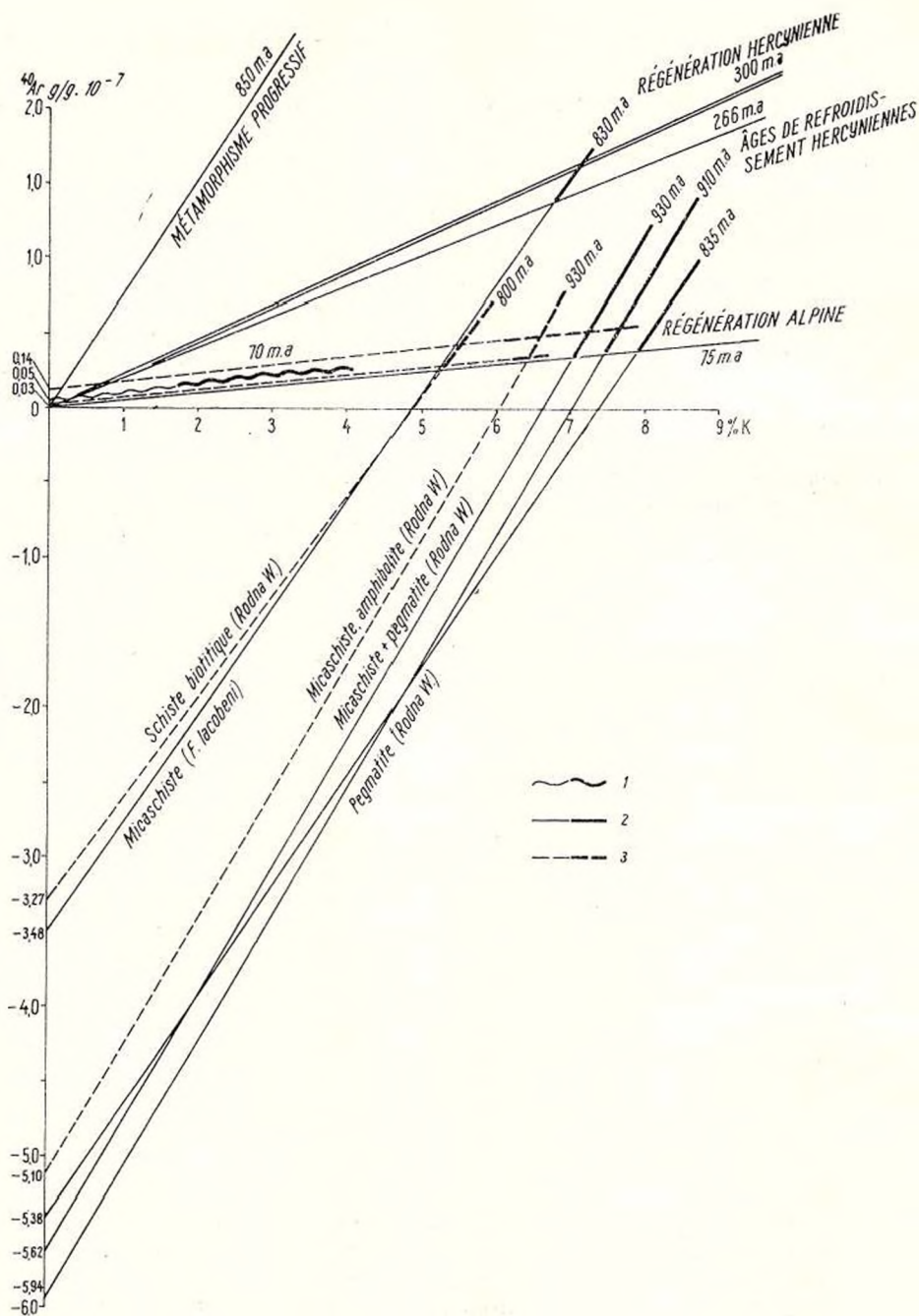


Fig. 11. — Série de Rebra. Relations entre les isochrones K/Ar (les segments grossis indiquent les limites entre lesquelles les isochrones sont peuplées de données) (abréviations : F = fenêtre de...).

1, roche totale ; 2, muscovite ; 3, biotite.



en accord avec les données radiochronologiques sur les minerais syngénétiques<sup>16</sup> ( $Pb-Pb = 550 \pm 30$  m.a.) de Leșu Ursului, Fundu Moldovei, Bălan et sur le zirkon des métatufs et porphyroïdes rhyolitiques ( $600 \pm 40$  m.a.) (Boiko et al., 1975).

Le métamorphisme de la Série de Tulgheș s'est déroulé dans le faciès des schistes verts en conditions de pression moyenne, notamment dans le domaine des valeurs réduites du champ barique barrovien (Kräutner et al., 1975). L'isograde de la biotite a été dépassée seulement sur des surfaces limitées. Le métamorphisme progressif de pression moyenne de la Série de Tulgheș est prouvé être d'âge préhercynien, puisque sur la Série de Tulgheș se disposent en discordance les formations paléozoïques plissées de la Série de Țibău, métamorphisées durant l'orogénèse hercynienne en conditions de basse pression (Kräutner et al., 1975). La discontinuité entre les formations des deux provinces métamorphiques est marquée par discordance angulaire et par une zone de rétro-morphisme hercynien de basse pression dans les formations de la Série de Tulgheș situées au-dessous de la Série de Țibău. La pénétration profonde et la large extension de la régénération hercynienne dans la Série de Tulgheș — même en zones où l'on ne connaît pas la couverture paléozoïque métamorphisée — sont indiquées par la fréquente présence des déformations hercyniennes  $S_2$  et  $S_3$  (Kräutner, Popa, 1973; Kräutner et al.<sup>17</sup>) et par la déphengitisation des micas blancs potassiques (Kräutner et al., 1975).

*Âges modèle.* L'ensemble des données disponibles ( $n = 78$ ) représenté dans l'histogramme intégral de la figure 12 se groupent en trois collectivités distinctes : (1) un groupe d'âges correspondant aux événements alpins (70–200 m.a.); (2) un groupe d'âges correspondant à la tectogénèse hercynienne (250–325 m.a.) et (3) un groupe d'âges qui reflètent des événements préhercyniens (350–475 m.a.). Il résulte donc que les formations cristallines de la Série de Tulgheș sont formées par un métamorphisme préhercynien et qu'elles ont été sujettes plus tard, successivement, à des régénérations hercyniennes et alpines (tableau 6).

Les âges qui indiquent un métamorphisme préhercynien s'étalent sur un large intervalle de temps (350–472 m.a.), dans lequel le nombre des données obtenues augmente progressivement, se dirigeant vers le domaine des valeurs qui correspondent à la tectogénèse hercynienne. C'est pourquoi nous sommes d'avis qu'ils représentent des „âges apparents” dûs à une diffusion incomplète de l'argon au cours des événements hercyniens. Dans cette acception, 472 m.a. représentent l'âge minimum auquel on peut supposer le métamorphisme progressif de la Série de Tulgheș.

<sup>16</sup> Eleonora Vijdea — données non-publiées.

<sup>17</sup> H. G. Kräutner, Florentina Kräutner, M. Mărunțu, Eleonora Vijdea, Elena Colios, A. Șerban. Studii asupra poziției litostratigrafice și a tectonicii formațiunilor purtătoare de sulfuri polimetallice din zona Isipoaia—Crucea. (Études sur la position lithostratigraphique et sur la tectonique des formations encaissantes de sulfures polymétalliques de la zone de Isipoaia—Crucea). 1975. Arch. Inst. Géol. Géoph. Bucarest.





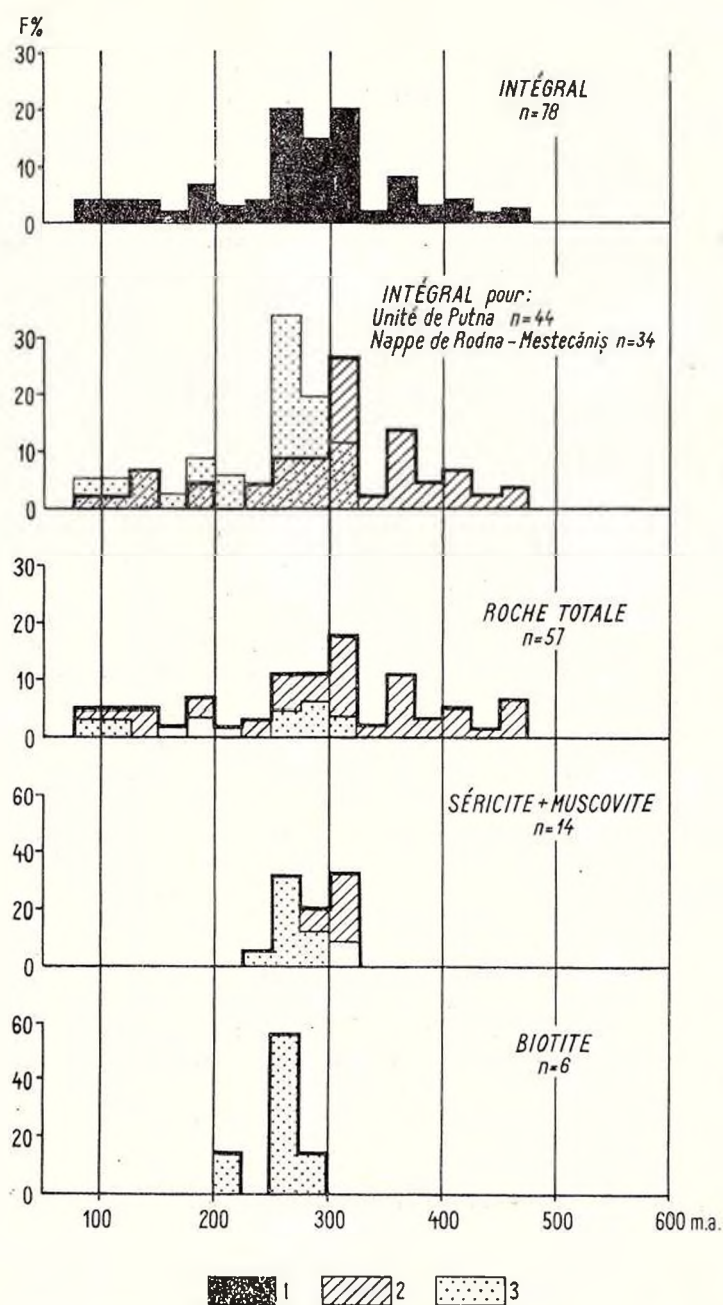




TABLEAU 6

Les âges K/Ar pour les formations de la série de Tulgheș

No	No. échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	<sup>40</sup> Ar g/g.10 <sup>-7</sup>	T. 10 <sup>-6</sup> ans publiés	T. 10 <sup>-6</sup> ans récalculés	Source
1	B 2	Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux	Unité de Putna	Monts Maramureș, Burloaia, galerie 150, m 100	4,07	0,78	257	257	Minzatu et al., 1975
2	B 5	Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux	Unité de Putna	Monts Maramureș, Burloaia, galerie Bălăsina, m. 1020	2,31	0,32	181	181	Minzatu et al., 1975
3	B 6	Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux à carbonates	Unité de Putna	Monts Maramureș, Burloaia, galerie 15180, m 100	2,56	0,50	251	251	Minzatu et al., 1975
4	B 3	Roche totale	Roche quartzo-feldspathique à sericite (métatuf rhyolitique)	Unité de Putna	Monts Maramureș, Burloaia, galerie Bălăsina (à galerie 320)	3,08	0,30	132	132	Minzatu et al., 1975
5	4120	Roche totale	Schiste quartzeux séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts Maramureș, crête Lucăceasa	5,15	0,33	91±4	88	Lazarenko et al., 1973
6	FM <sub>1</sub>	Roche totale	Schiste quartzeux-sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru, horiz. —50)	1,11	0,26	312	312	Minzatu et al., 1975
7	FM <sub>2</sub>	Roche totale	Quartzite sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru, horiz. —50)	0,85	0,28	413	413	—
8	21	Roche totale	Métatufite rhyolitique	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei	1,39	0,27	253	253	—
9	A	Roche totale	Schiste sériciteux à pyrite	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	3,86	0,95	320	320	—
10	G	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	2,03	0,44	280	280	—
11	F	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	3,75	1,08	363	363	—
12	L	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	1,71	0,56	413	413	—
13	O	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux à pyrite	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	1,98	0,45	305	305	—
14	V	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	3,10	0,76	316	316	—
15	P	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux à albite (métaépiclastite)	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Fundu Moldovei (mine Dealul Negru)	2,29	0,46	260	260	—
16	X	Roche totale	Quartzite feldspathique (métatufite rhyolitique)	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Arșița-Botoșel (galerie 2)	4,56	0,80	235	235	—
17	19	Roche totale	Métatufite rhyolitique	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Pojorita (mine Valea Putnei)	2,67	0,79	378	378	—
18	37	Roche totale	Métatufite rhyolitique	Unité de Putna	Monts de Bistrița, vallée Colbului (galerie 14)	2,33	0,11	122	122	—
19	34 VA	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Mont de Bistrița, région Gemenaea-Ostra	1,91	0,69	472	472	Minzatu rapport 1971 b
20	36 VA	Roche totale	Schiste quartzeux sériciteux	Unité de Putna	Monts Giurgeu, région Gemenaea-Ostra	3,11	0,73	318	318	Minzatu rapport 1971 b
21	40	Roche totale	Schiste chlorito-sériciteux	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Tulgheș, vallée Bărâsău	2,12	0,46	294±9	282	Lazarenko et al., 1973
22	15	Roche totale	Métatuf rhyolitique	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Tulgheș, vallée Bărâsău	4,23	0,44	146±5	140	Lazarenko et al., 1973
23	20	Roche totale	Métatuf rhyolitique	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Tulgheș, vallée Bărâsău	1,00	0,29	359±16	368	Lazarenko et al., 1973
24	42 N	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bicazu Ardelean	2,90	0,50	237	237	Minzatu rapport 1971 b
25	4242 E	Roche totale	Schiste quartzeux séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Tulgheș	1,09	0,37	450	450	Minzatu rapport 1971 b
26	29	Roche totale	Phyllite séricito-graphiteuse	Unité de Putna	Monts Giurgeu, vallée Bekenî (Belcina) versant gauche, Rouis. Ugot	1,86	0,64	430	430	Minzatu et al., 1975
27	57	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Unité de Putna	Monts Giurgeu, vallée Bekenî (Belcina), versant gauche, Rouis. Ugot	1,97	0,52	315	315	Minzatu et al., 1975
28		Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bălan, forage 200	1,09	0,25	307	307	Minzatu et al., 1975
29	769	Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bălan	3,97	1,10	352	352	Minzatu et al., 1975
30	135	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Fagu Cetății	3,06	0,93	397	397	Minzatu et al., 1975
31	69	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux quartzeux à biotite	Unité de Putna	Monts Giurgeu, crête Dealul Negru — Muntele Cocosului	1,33	0,45	422	422	Minzatu et al., 1975
32	503	Roche totale	Quartzite sériciteux (métatufite rhyolitique)	Unité de Putna	Monts Giurgeu, mine Bălan	2,98	0,77	317	317	Minzatu et al., 1975
33	252	Roche totale	Métatuf rhyolitique de Bălan	Unité de Putna	Monts Giurgeu, mine Bălan	2,90	0,82	362	362	Minzatu et al., 1975
34	133	Roche totale	Métatuf rhyolitique	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bălan, Fagu Cetății	1,35	0,37	355	355	Minzatu et al., 1975
35	72	Roche totale	Métatuf rhyolitique	Unité de Putna	Monts Giurgeu, vallée Șumuleu	1,54	0,41	342	342	Minzatu et al., 1975
36	25	Roche totale	Métatuf rhyolitique (de Sadocut)	Unité de Putna	Monts Giurgeu, vallée Mogoșbiuc	3,56	0,50	186	186	Minzatu et al., 1975
37	39 N	Roche totale	Métatuf rhyolitique	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bicazu Ardelean	4,45	0,92	282	282	Minzatu rapport 1971 b
38	37 N	Roche totale	Métatuf rhyolitique (schiste sériciteux à albite)	Unité de Putna	Monts Giurgeu, Bicazu Ardelean	2,64	0,69	350	350	—
39	49	Roche totale	Metaporphyroïde granitique	Unité de Putna	Monts Cîvcin, crête Prelucin	1,97	0,19	137±3	137	Boiko et al., 1970
40	36 (1288)	Concentré biotit + muscovite	Plagiogneiss à deux micas (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, Mont Măgura (versant sudique)	5,00	1,03	281±10	269	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
41	32	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux (Série de Măgura)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Dvuroghii (cours supérieur)	3,08	0,61	272±13	259	Boiko et al., 1970
42	33	Roche totale	Schiste chlorito-sériciteux (Séries de Măgura)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Lostuneț	4,49	0,99	300±12	286	Boiko et al., 1970
43	51	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, Mont Veliky, Lostun (versant nordique)	2,74	0,58	287±13	276	Boiko et al., 1970
44	52	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Malii-Prelucin	1,41	0,31	300±11	286	Boiko et al., 1970
45	54	Roche totale	Schiste quartzeux séricito-chloriteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, affluent gauche de la vallée Lostuneț	2,74	0,55	274±10	262	Boiko et al., 1970
46	3296	Roche totale	Schiste séricito-quartzeux (Série de Boerovka)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Boerovka	2,19	0,49	311	290	Gorohov et al., 1967
47	5027	Roche totale	Schiste séricito-quartzeux (Série de Lostun)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Balasin	1,99	0,48	330	311	Gorohov et al., 1967
48	55	Roche totale	Schiste quartzeux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Preluki (cours supérieur)	3,35	0,21	89±5	86	Boiko et al., 1970
49	46	Roche totale	Métatuf acide (série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Percălab	3,24	0,40	175±9	165	Boiko et al., 1970
50	47	Roche totale	Métatuf acide (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Percălab	3,51	0,30	123±10	116	Boiko et al., 1970
51		Roche totale	Métatuf acide quartzeux	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, Mont Malii Mokrin	4,37	0,68	218±7	206	Matkovski 1971
52	43	Roche totale	Porphyroïde (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Balasin	4,70	0,34	118±11	113	Boiko et al., 1970
53	45	Roche totale	Gneiss biotitique (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Percălab	2,46	0,36	207±12	195	Boiko et al., 1970
54	53	Concentré séricite + chlorite	Schiste séricito-chloriteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Malii Prelucini	3,56	0,83	316±14	301	Boiko et al., 1970
55	88	Roche totale	Porphyroïde de Pietrosu (métadacite)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Giurgeu, Tulgheș, vallée Bărâsăului	3,15	0,76	327±10	311	Lazarenko et al., 1973
56	25	Concentré minéraux fémiques	Porphyroïde de Pietrosu (métadacite)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts de Bistrița, Izvoru Rău	2,41	0,12	70±3	70	Pop et al., 1974
57	24	Concentré minéraux fémiques	Porphyroïde de Pietrosu (métadacite)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts de Bistrița, vallée Bărnărel	3,94	0,57	193±6	193	Pop et al., 1974
58	38 (1286)	Biotite	Plagiogneiss à biotite (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, vallée Bolșoi Berlebaș	5,06	1,13	302±11	289	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
59	39 (1266)	Biotite	Gneiss blastoporphyrrique à biotite (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, vallée Tarnicin	4,42	0,92	285±7	271	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
60	40 (1264)	Biotite	Plagiogneiss biotitique (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, vallée Tisa, versant gauche entre les vallées Lescinca et Bolșoi Berlebaș	4,45	0,89	267±11	261	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1970)
61	19	Biotite	Quartzite fin à biotite (Série de Balasin)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Percălab (Rudolf)	5,36	1,06	272	259	Gorohov et al., 1967
62	44	Biotite (chloritisé)	Porphyroïde gneissique à biotite	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Percălab (Rudolf)	2,48	0,41	230±8	218	Boiko et al., 1970 Matkovski, 1971
63	51 V 1	Biotite (fr. 0,16 — 0,31)	Porphyroïde de Pietrosu (métadacite)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts de Bistrița, Pietrosu	4,22	0,80	260	260	—
64	51 V 1	Biotite (fr. 0,10 — 0,16)	Porphyroïde de Pietrosu (métadacite)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts de Bistrița, Pietrosu	5,29	0,79	195	195	Minzatu et al., 1975
65	16	Séricite	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, vallée Bistrița, Chiril	4,90	1,19	313±6	313	Pop et al., 1974
66	17	Séricite	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, vallée Crucii	4,03	0,96	306±6	306	Pop et al., 1974
67	15	Séricite	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, vallée Greben (bassin supérieur)	5,63	1,34	307±6	307	Pop et al., 1974
68	18	Séricite	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Ostra, vallée Greben	2,75	0,59	277±8	277	Pop et al., 1974
69	19	Séricite	Schiste séricito-chloriteux	Unité de Putna	Monts de Bistrița, Gemenaea, vallée Chei	5,14	1,28	321±9	321	Pop et al., 1974
70	5/63 29	Séricite	Schiste séricito-quartzeux (Série de Măgura)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, crête Kamenî Klevka et Kamenî Grun	4,11	0,98	322±16	308	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
71	37	Séricite	Schiste sériciteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, Mont Măgura (versant sud)	3,00	0,59	283±12	257	Boiko et al., 1970
72	41 (1265)	Séricite	Schiste sériciteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Rahov, vallée Tisa entre les vallées Lescinca et Berlebaș	3,47	0,69	270±11	260	Boiko et al., 1970 (Semenenko et al., 1969)
73	34	Séricite	Schiste séricito-quartzeux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Lostuneț	5,85	1,23	286±11	274	Boiko et al., 1970
74	35	Séricite	Schiste séricito-quartzeux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Bălăsîn	6,88	1,50	297±11	283	Boiko et al., 1970
75	50	Séricite	Schiste séricito-graphiteux (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Preluki	7,00	1,55	302±11	287	Boiko et al., 1970
76	5091	Séricite	Schiste séricito-chloriteux (Série de Lostun)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Rujovalii	5,55	1,02	258	241	Gorohov et al., 1967
77	42	Muscovite	Schiste muscovito-feldspathique (Série de Berlebaș)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Balasin	8,94	1,85	282±11	270	Boiko et al., 1970
78	318	Muscovite	Schiste muscovito-chloritique (Série de Balasin)	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Cîvcin, vallée Baltagu	7,76	1,60	285	268	Gorohov et al., 1967

Cette analyse n'a pas été utilisée dans les représentations graphiques  
Tous les âges ont été récalculés à l'aide des constantes:  $\lambda_K = 0,584.10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>;  $\lambda_B = 4,72.10^{-10}$  ans<sup>-1</sup>.



La plupart des âges obtenus pour la Série de Tulgheș indiquent la tectogenèse hercynienne. L'histogramme intégral (fig. 12) présente dans ce domaine de valeurs deux maxima qui, selon ce qui résulte des histogrammes rédigés séparément pour l'unité de Putna (nappe bucovinienne) et la nappe de Rodna—Mestecăniș (fig. 12), reflètent deux collectivités distinctes correspondant aux unités tectoniques alpines principales dans lesquelles apparaissent les formations de la Série de Tulgheș. Ce fait peut être interprété dans le sens d'une évolution différente de la régénération des âges modèle K/Ar dans les roches des deux unités tectoniques. On constate aussi que, tandis que dans l'unité de Putna sont conservés des „âges apparents” préhercyniens relictés et la plupart des roches deviennent un système clos à la diffusion de l'argon à 300 m.a., dans la nappe de Rodna—Mestecăniș n'ont pas été enregistrés des âges dépassant 311 m.a. et la diffusion de l'argon s'arrête à peine à 250 m.a. Ces différences peuvent être interprétées soit par une régénération hercynienne plus intense et de plus longue durée (jusqu'à la fin du Permien) dans la nappe de Rodna—Mestecăniș, soit — plus vraisemblablement — par l'admission d'un régime thermique différent dans les deux unités tectoniques durant les événements hercyniens. Dans la deuxième hypothèse, on peut admettre, après la phase paroxysmale de 300—325 m.a., un refroidissement lent du secteur de l'écorce correspondant à la nappe de Rodna—Mestecăniș, ce qui a permis la conservation de la température au-dessus de la limite qui arrête la diffusion de l'argon en roches, durant 50 m.a. après la phase paroxysmale. Cette remarquable persistance du régime thermique élevé explique aussi la diffusion totale de l'argon dans les aires respectives et donc l'absence des roches avec âges apparents préhercyniens dans la nappe de Rodna—Mestecăniș. En échange, dans l'unité de Putna, à cause d'un refroidissement plus rapide, la diffusion de l'argon s'arrête plutôt après la phase principale de la tectogenèse hercynienne.

Conformément à cette interprétation, dans la nappe de Rodna—Mestecăniș la majeure partie des âges modèle K/Ar sont des „âges de refroidissement” et dans l'unité de Putna — soit des âges réels de l'événement hercynien, soit des âges apparents dans le cas des valeurs qui dépassent la classe 300—325 m.a.

Les analyses effectuées sur roche totale s'inscrivent dans un histogramme (fig. 12) similaire à ceux présentés plus haut.

Pour la séricite-muscovite (fig. 12), on n'a pas enregistré d'âges correspondant aux événements alpins ou préhercyniens. Vu le nombre réduit de données ( $n = 15$ ) et surtout le fait qu'elles proviennent seulement de trois régions (Gemenea—Ostra, Cîvcin, Rahov), il n'est pas possible de généraliser cette constatation pour l'entière aire des Carpates Orientales. Mais, ce qui est certain c'est que, dans la majeure partie des cas, la teneur en argon de la séricite et de la muscovite indique la tectogenèse hercynienne et reflète, de même que l'ensemble des données, l'évolution différente du régime thermique hercynien dans les formations de la Série de Tulgheș des deux unités tectoniques principales où celles-ci apparaissent (fig. 12).





La biotite (fig. 12) est en général peu répandue dans les roches de la Série de Tulgheș. Les quelques analyses existantes portent exclusivement sur la nappe de Rodna—Mestecăniș. Les âges modèle K/Ar représentent, de même que pour la muscovite et la roche totale, des „âges de refroidissement”, donc le moment auquel, après la tectogenèse hercy-

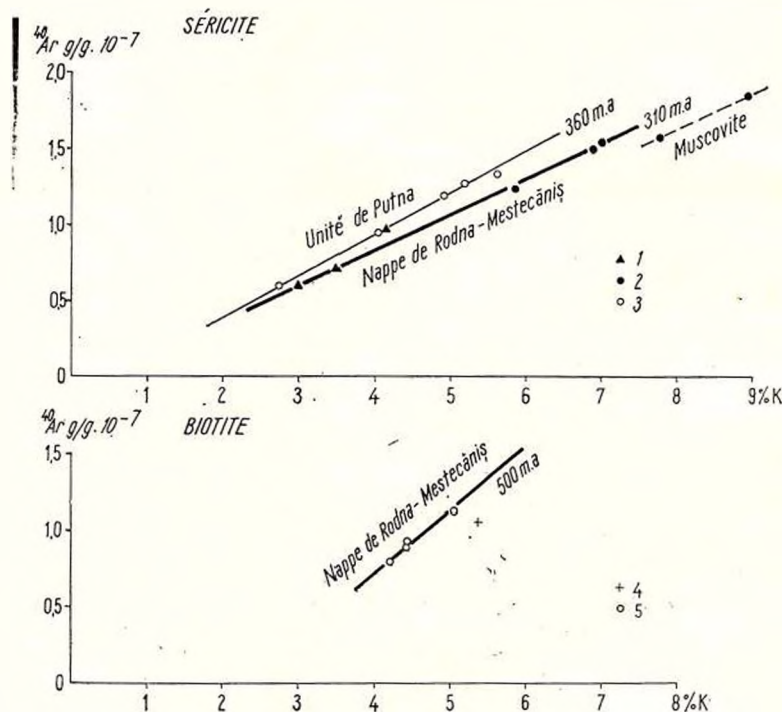


Fig. 13. — Série de Tulgheș. Isochrones K/Ar pour séricite et biotite. 1–3, schistes sériciteux  $\pm$  chloriteux de la nappe de Rodna-Mestecăniș (Rahov) (1), nappe de Rodna-Mestecăniș (Čivčin) (2), unité de Putna (Crucea-Gemenea) (3); 4, quartzite biotitique, nappe de Rodna-Mestecăniș; 5, porphyroïdes, nappe de Rodna-Mestecăniș.

nienne, la température a baissé au-dessous de la limite à laquelle s'arrête la diffusion thermique de l'argon dans la biotite.

*Ages isochrones.* L'interprétation graphique du rapport Ar:K est présentée dans les diagrammes des figures 13–15.

Pour la séricite-muscovite (fig. 13) les données existantes se placent sur une isoligne de 350 m. a. pour l'unité de Putna (région de Crucea—Gemenea) et sur une isochrone de 310 m. a. pour la nappe de Rodna—Mestecăniș (monts Čivčin et Rahov). Le décalage de l'isochrone pour la nappe de Rodna—Mestecăniș (qui a des valeurs plus basses pour



la teneur en argon) par rapport à l'unité de Putna reflète la durée plus grande du régime thermique hercynien dans l'unité de Rodna—Mestecăniș, donc le refroidissement lent mentionné. Etant donné que l'âge de l'isochrone est en concordance autant avec l'âge isochrone K/Ar de la hornblende de la Série de Bretila, rajeunie au cours de l'orogénèse hercynienne, qu'aussi avec les âges modèle K/Ar qui indiquent l'événement hercynien à 300—325 m.a., on peut considérer que la ligne de 310 m.a. correspond au modèle 1 (fig. 1). Dans l'unité de Rodna—Mestecăniș la perte en argon a été donc totale pendant la régénération hercynienne, à la différence de l'unité de Putna, dans laquelle les roches contiennent fréquemment une quantité d'argon-40 préhercynien héritée; l'isoline de 350 m.a. correspond donc au modèle 2.2.2. (fig. 1) et n'a pas signification géologique.

Cette interprétation est confirmée également par la déphengitisation de la séricite préhercynienne sous l'influence du métamorphisme régional hercynien (K r ä u t n e r et al., 1975). L'absence de telles réorganisations hercyniennes dans les micas blancs des séries plus anciennes (Bretila, Rebra) est due au fait que, sous l'influence de la température relativement élevée à laquelle s'est déroulé le métamorphisme de ces séries (faciès des amphibolites à almandin), ont cristallisé des micas blancs avec faible teneur en phengite, stables dans les conditions du métamorphisme hercynien de basse pression (K r ä u t n e r et al., 1975). En échange, dans les roches de la Série de Tulgheș, métamorphisées dans le faciès des schistes verts en conditions de pression moyenne, s'est formé, par le métamorphisme préhercynien, un mica blanc phengitique, instable dans les conditions de basse pression du métamorphisme hercynien.

L'interception négative des isochrones de 310 m.a. pour la séricite et la muscovite indique que les âges modèle K/Ar des roches représentent des âges de refroidissement (le modèle de refroidissement lent de H a r p e r, 1970). L'argon-40 perdu pendant le refroidissement ( $\Delta^{40}\text{Ar}_d$ ) est de 0,16 g/g  $\cdot 10^{-27}$  pour la séricite et de 0,26 g/g  $\cdot 10^{-7}$  pour la muscovite. L'ordre de grandeur s'approche des valeurs acquises par H a r p e r (1970) pour le refroidissement postgrampien de la muscovite des formations métamorphiques dalradiennes (0,18—0,54  $^{40}\text{Ar}$  g/g  $\cdot 10^{-7}$ ).

Pour la biotite (fig. 13) on a obtenu une isochrone de 500 m.a. pour les porphyroïdes et les gneiss biotitiques qui affleurent dans l'unité de Rodna—Mestecăniș des monts Rahov, Cîvcin et de Bistrița. A la différence de la séricite, la biotite n'a subi donc des modifications minéralogiques en dehors des aires de rétro-morphisme hercynien. L'âge de l'isochrone obtenue indique dans cette situation le temps auquel a eu lieu le métamorphisme préhercynien de la Série de Tulgheș.

Pour les analyses sur roche totale (fig. 14), on remarque une grande dispersion des points, à cause des intensités variées des régénérations hercyniennes et alpines. La partie supérieure du champ de dispersion est délimitée par une isochrone de 470 m.a. avec interception négative à  $-0,10^{40}\text{Ar}$  g/g  $\cdot 10^{-7}$ . Cette isochrone indique le temps minimum auquel on peut admettre le métamorphisme préhercynien. Elle représente la droite des roches à diffusion minimale d'argon déroulée après le méta-





morphisme primaire. La dispersion de la plupart des échantillons au-dessous de la ligne isochrone mentionnée est due à : (1) la perte en Ar par les réorganisations minéralogiques hercyniennes ; (2) la durée variée, en différentes unités tectoniques, de la période de refroidissement après l'événement thermique hercynien ; (3) la perte en argon par des régénérations alpines locales.

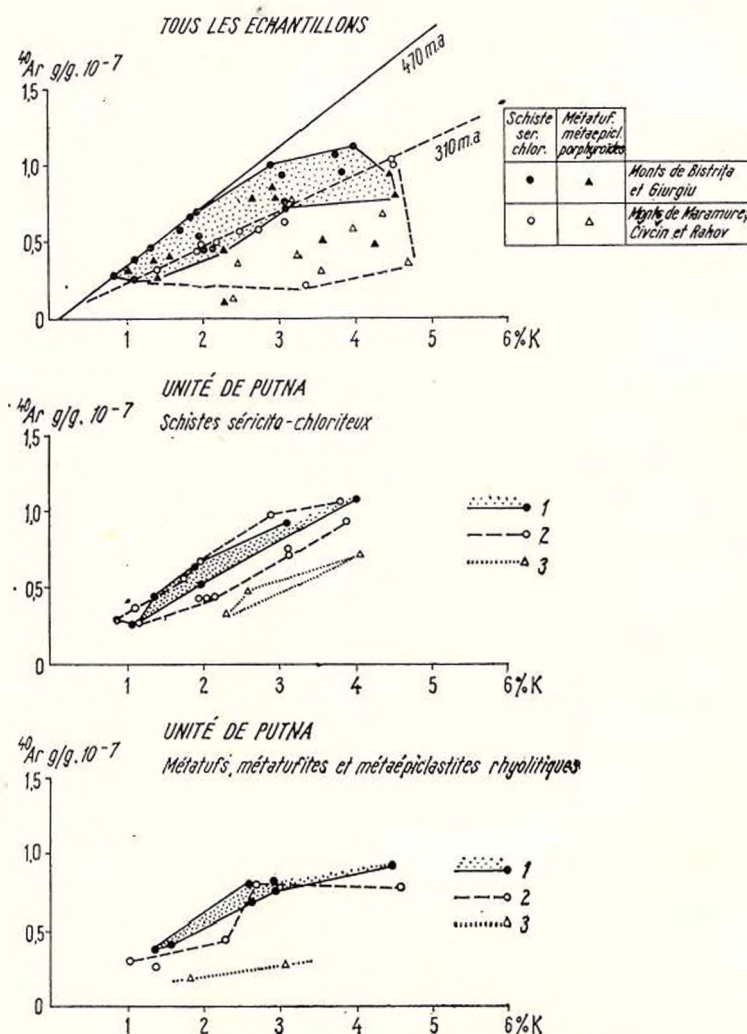


Fig. 14. — Série de Tulgheș. Représentations Ar-K roche totale, 1, région de Bălan-Gheorghieni ; 2, région de Fundu Moldovei-Crucea-Tulgheș ; 3, région de Baia Borșa.



La figure 14 (tous les échantillons) montre pour l'unité de Putna une perte plus importante en  $^{40}\text{Ar}$  dans le secteur septentrional (Maramureș, Cîvcin, Rahov) que dans celui méridional (Monts de Bistrița et Giurgeu). On remarque aussi des intensités variées de la diffusion en types pétrographiques différentes (fig. 14).

Afin de poursuivre plus en détail la variation de l'intensité des régénérations dans la même unité tectonique, le long de la chaîne des Carpates

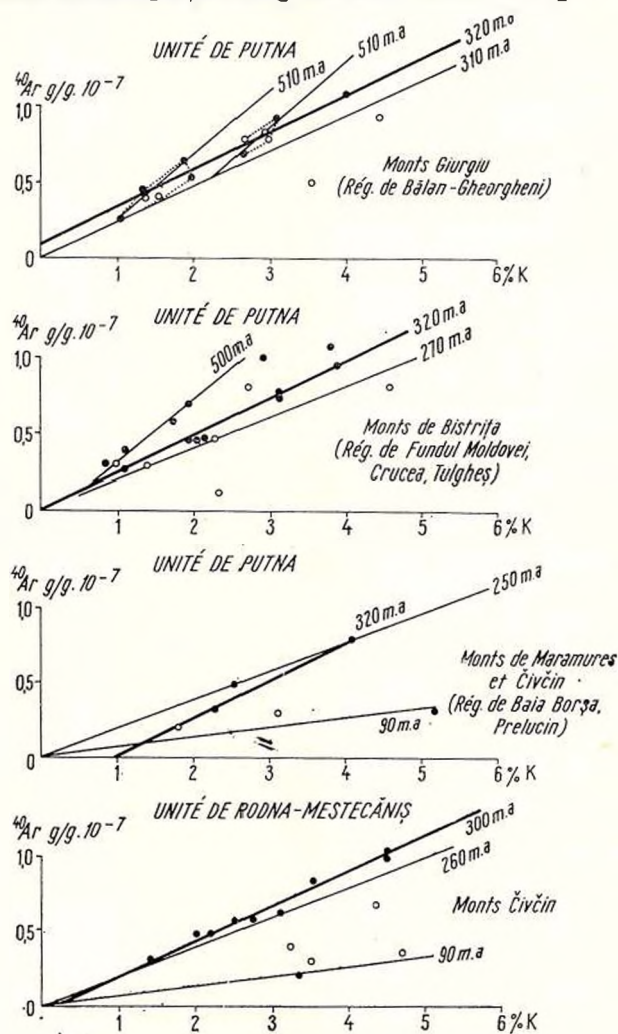


Fig. 15. — Série de Tulgheș. Isochrones K/Ar (roche totale) pour les principaux secteurs de l'unité de Putna et pour la nappe de Rodna-Mestecaniș dans les monts Cîvcin. 1, schistes séricito-chloriteux; 2, métatufs, métatufites et métaépiclastites rhyolitiques.

Orientales, ont été tracées, séparément, des isochrones pour les principaux secteurs de l'unité de Putna. Vu que par cette sélection le caractère cogénétique des échantillons s'est accentué, ont été obtenues des isochrones avec une moindre dispersion des points (fig. 15). Ces isochrones se rangent



dans les modèles 1 et 2.1.A (fig. 1) et indiquent la régénération hercynienne entre 300–320 m.a. L'interception avec la coordonnée de l'argon montre :

1. Pour les monts Giurgeu du sud de la zone cristalline — une diffusion incomplète de l'argon. Les roches contiennent en moyenne une quantité d'argon préhercynien héritée, d'environ  $0,08^{40}\text{Ar g/g} \cdot 10^{-7}$ . Les âges modèle sont plus grands que l'âge de l'événement hercynien.

2. Pour les Monts de Bistrița — une diffusion complète pour une partie des échantillons et une diffusion incomplète pour le reste. Les âges modèle soit correspondent à l'événement hercynien, soit ils sont plus grands.

3. Pour les Monts du Maramureș et pour la nappe de Rodna—Mestecăniș des monts Cîvčin — la perte totale de l'argon préhercynien et aussi une diffusion d'argon après l'événement hercynien. Les âges modèle représentent des âges de refroidissement et ont des valeurs moindres par rapport à l'âge de la régénération hercynienne ( $\Delta^{40}\text{Ar}_d = 0,26 \text{ g/g} \cdot 10^{-7}$ ).

Dans le secteur méridional et le secteur central de la zone cristalline, où la diffusion de l'argon a été partielle, outre les isochrones principales, prennent contour des isochrones secondaires, rappelant le modèle 2.2.3. (fig. 1). L'âge isochrone K/Ar de 500–510 m.a. ainsi obtenu est pratiquement identique à l'âge isochrone de la biotite (fig. 13) et peut donc être considéré comme l'âge du métamorphisme progressif de la Série de Tulgheș. L'apparition des isochrones secondaires confirment le fait que la réorganisation du réseau du mica blanc potassique par déphengitisation hercynienne n'est pas un phénomène avec répartition générale dans la Série de Tulgheș (Kräutner et al., 1975).

La représentation comparative des isochrones obtenues pour la Série de Tulgheș (fig. 16) met en évidence :

L'évolution bistadiale de l'argon-40 d'après les modèles ; 2.1. et 2.2.3. (fig. 1) due à la régénération hercynienne à  $310 \pm 10$  m.a. des roches métamorphisées il y a  $505 \pm 5$  m.a.

La quantité d'argon-40 diffusée des roches de l'unité de Putna pendant l'événement hercynien augmente progressivement du sud vers le nord de la zone cristalline. Ce fait se reflète dans le déplacement des isochrones correspondant aux modèles 2.1. et 1., depuis des valeurs positives pour  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  dans les monts Giurgeu vers des valeurs négatives  $\Delta^{40}\text{Ar}_d$  dans les Monts de Bistrița et du Maramureș (fig. 16, tableau 7). La régénération hercynienne a été donc plus intense dans la partie septentrionale de l'unité de Putna.

Dans les secteurs de l'unité de Putna où la diffusion de l'argon-40 n'a pas été complète se précisent des isochrones secondaires de 500–510 m.a., correspondant au modèle 2.2.3.

Dans les régions dans lesquelles la perte en argon-40 préhercynien a été totale (nappe de Rodna—Mestecăniș dans les Monts du Maramureș et Cîvčin), la séricite et la muscovite se disposent sur des lignes isochrones, parallèles à l'isochrone des roches totales, mais avec interception négative.





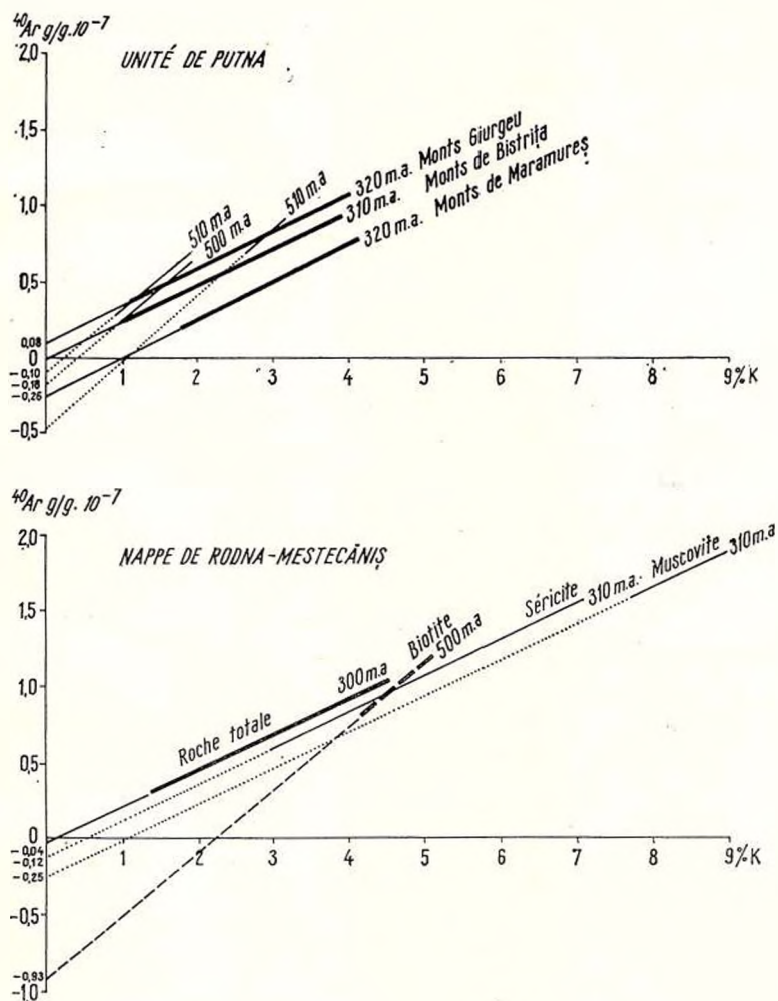


Fig. 16. — Série de Tulgheș. Relations entre les isochrones K/Ar (les segments grossis indiquent les limites entre lesquelles les isochrones respectives sont peuplées de données).



tive plus accusée. Les âges modèle K/Ar des micas respectifs sont en général moindres (moyenne = 272 m.a.) que ceux des roches totales (moyenne = 284 m.a.). Dans cette situation, les micas s'encadrent dans le modèle de refroidissement lent (Harper, 1970) et les âges modèle indiquent le temps auquel la température a baissé au-dessous du seuil thermique qui arrête la diffusion de l'argon.

Dans les régions où la perte en argon-40 préhercynien n'a pas été totale (dans l'unité de Putna des Monts de Bistrița) les micas se rangent

TABLEAU 7

*La quantité d'argon-40 diffusée des roches de la Série de Tulgheș pendant l'événement hercynien (glg.10<sup>-7</sup>)*

A = Diffusion partielle (modèle 2.2.3.)

B = Diffusion totale (modèle 1) et diffusion partielle (modèle 2.1.)

			A	B
Roche totale	Unité de Putna :	rég. de Bălan—Gheorghieni	+0,15	+0,08
	Unité de Putna :	rég. de Fuașu Moldovei—Crucea—Tulgheș	—0,10	—0,02
	Unité de Putna :	rég. de Baia Borșa, Prelučin	—	—0,26
	Rodna—Mestecăniș :	monts Čivčîn	—	—0,04
Séricite	Unité de Putna :	rég. Crucea—Gemenea	—	—0,10
	Rodna—Mestecăniș :	monts Čivčîn et Rahov	—	—0,12
Muscovite	Unité de Rodna—Mestecăniș :	monts Čivčîn	—	—0,25
Biotite	Unité de Rodna—Mestecăniș :	monts Rahov et Bistrița	—0,93	—

sur des isolignes s'encadrant dans le modèle 2.2.2. (fig. 1). Les pentes de ces lignes n'ont pas donc une signification géologique.

Dans les Monts du Maramureș et Čivčîn on remarque des influences d'un événement alpin qui fait baisser les âges modèle K/Ar jusqu'à environ 90 m.a. (fig. 15).

### *Séries métamorphiques paléozoïques (hercyniennes)*

Les dépôts paléozoïques métamorphisés sont représentés dans les Carpates Orientales par plusieurs séries cristallines, qui correspondent à des séquences lithostratigraphiques différentes dans les diverses unités tectoniques alpines. L'âge de la sédimentation est attribué, en vertu des données palynologiques, à l'intervalle Silurien-Carbonifère inférieur pour la Série de Repedea, Silurien pour la Série de Rusaia et Carbonifère





inférieur pour la Série de Țibău (Ilieșcu, Kräutner, 1975, 1976). Le métamorphisme régional s'est déroulé dans le faciès des schistes verts en conditions de basse pression (Kräutner et al., 1975). L'isograde stilpnomélane biotite n'a pas été en général dépassée dans l'aire des Carpates Orientales.

Les datations K/Ar existantes pour le cristallin hercynien (tableau 8) sont moins nombreuses par rapport à celles pour les séries préhercyniennes et portent exclusivement sur la Série de Țibău (Série de Kuzinsk) de la nappe de Rodna—Mestecăniș, dans le massif de Rahov ( $n = 10$ ) et la Série de Repedea de la nappe de Anieș dans la demi-fenêtre de Rodna ( $n = 2$ ).

*Âges modèle.* L'histogramme de la figure 17 montre un groupement des âges modèle K/Ar dans les intervalles 150–225 m.a. et 75–125 m.s., autant pour la Série de Țibău qu'aussi pour la Série de Repedea; il est évident que les rajeunissements alpins signalés pour les séries plus anciennes ont affecté également les métamorphites hercyniens.

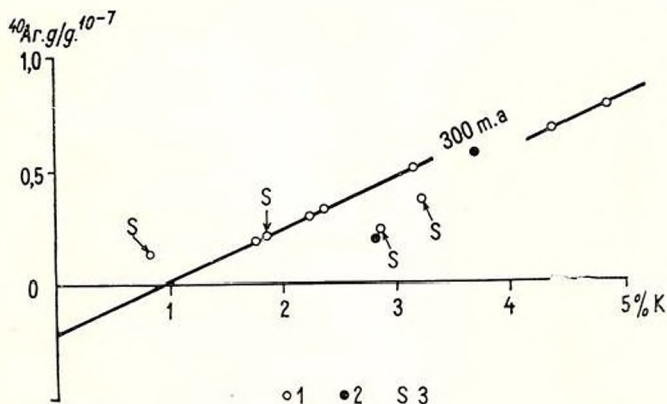
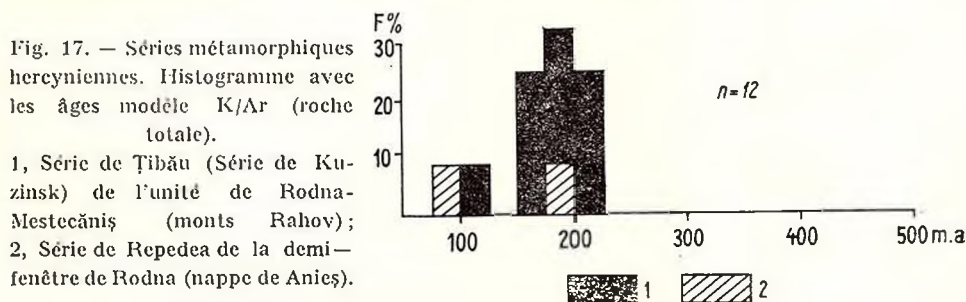


Fig. 18. — Séries métamorphiques hercyniennes. Isochrone K/Ar (roche totale).

1, Série de Țibău (Série de Kuzinsk) de l'unité de Rodna-Mestecăniș (monts Rahov); 2, Série de Repedea de la demi-fenêtre de Rodna (nappe de Anieș); 3, analyses d'après Semenko et al., 1969.

La plupart des âges K/Ar s'inscrivent dans l'intervalle 150-210 m.s. Ils représentent probablement, de même que les valeurs similaires acquises pour quelques roches des séries préhercyniennes, des „âges apparents”,



TA

*Les âges K/Ar pour les formations métamorphiques*

No	No échantillon	Analyse sur	Roche	Unité tectonique
Série de Țibău (Serie de Kuzinsk) — Carbonifère inférieur				
1	12	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Nappe de Rodna — Mestecăniș
2	13	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Nappe de Rodna — Mestecăniș
3	11	Roche totale	Phyllite chlorito-sériciteuse (cataclasée)	Nappe de Rodna — Mestecăniș
4	167/87	Roche totale	Schiste chlorito-sériciteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș
5	162/57	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș
6	K.4	Roche totale	Schiste chlorito-sériciteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș
7	15	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Nappe de Rodna — Mestecăniș
8	16	Roche totale	Schiste sériciteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș
9	14	Roche totale	Phyllite	Nappe de Rodna — Mestecăniș
10	157/57	Roche totale	Schiste sériciteux quartzeux	Nappe de Rodna — Mestecăniș
Série de Repedea — Silurien — Carbonifère inférieur				
11	2	Roche totale	Schiste quartzeux séricito-chloriteux	Nappe de Anieș
12	393	Roche totale	Phyllite sériciteuse	Nappe de Anieș

L'âge de 307 m.a. publié par Silvia Minzatu et al., 1975 pour la Série de Izvoru Mureșului cause d'une erreur dans le numérotage des échantillons dans le laboratoire d'analyses.





## BLEAU 8

*hercyniennes des Carpates Orientales*

Localisation	K %	$^{40}\text{Ar}$ g/g · 10 <sup>-7</sup>	T. 10 <sup>-6</sup> ans publiés	T. 10 <sup>-6</sup> ans récalculés	Source
Monts Rahov, vallée Kusia	4,42	0,69	215 ± 7	207	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Kusia	4,91	0,78	221 ± 9	210	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Kusia	1,81	0,21	168 ± 13	156	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Kusia	0,86	0,12	181	186	Semenenko et al., 1963
Monts Rahov, vallée Kusia	1,83	0,23	175	169	Semenenko et al., 1963
Monts Rahov, carrière Kusia	2,90	0,25	121	117	Semenenko et al., 1969
Monts Rahov, vallée Belii, versant gauche (cours inférieur)	2,40	0,35	204 ± 10	194	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Belii, versant gauche (cours inférieur)	2,28	0,31	196 ± 11	181	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Utesovii	3,22	0,49	212 ± 11	202	Boiko et al., 1970
Monts Rahov, vallée Delovoe	3,27	0,37	161	152	Semenenko et al., 1963
Monts de Rodna W, „Obirșia Rebrei” (source de la vallée Rebra)	2,85	0,195	98 ± 5	91	Lazarenko et al., 1973
Monts de Rodna E, vallée Bistrița (aval du confluent Bîrjăbel)	3,76	0,59	190	190	—

(échantillon 82/1970) ne peut pas être pris en considération pour le cristallin hercynien, à tous les âges ont été recalculés à l'aide des constantes;  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ ;  $\lambda_R = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ .





résultats par suite d'une diffusion incomplète de l'argon au cours de la tectogenèse alpine. Dans le groupe des valeurs autour de 100 m.a. se place, parmi d'autres, l'échantillon de la partie occidentale de la demi-fenêtre de Rodna (Série de Repedea), où l'on a enregistré systématiquement des âges de cet ordre de grandeur pour les séries de Bretila et de Rebra.

*Âges isochrones.* Pour le groupe d'échantillons de la collectivité des âges entre 150-210 m.a., on a pu tracer une isochrone de 300 m.a. avec interception négative correspondant à un déficit de  $-0,18 \text{ Ar g/g.}10^{-7}$  pour roches totales avec teneur de 1,75–3,75 % K (fig. 18). Les roches avec une teneur plus élevée en K ont la tendance de se disposer le long d'une ligne isochrone avec un déficit en argon 40 plus grand. A partir de ces données, on peut supposer un âge d'environ 300 m.a. pour le métamorphisme hercynien de la Série de Țibău.

### *Formations alpines*

Les datations K/Ar dont on dispose jusqu'à présent (tableau 9) concernent :

1. *Le massif alcalin de Ditrău.* Fondé sur les résultats de dix déterminations sur roche totale (tableau 9), Bagdasarîan (1972) admet la formation des roches syénitiques et granitiques dans l'intervalle Jurassique-Néocomien (140-120 m.a.) et suppose pour les roches hornblenditiques et dioritiques un âge préjurassique (196 m.a.). Streckeisen et Hunziker (1974) conclurent sur la mise en place du massif à 160 m.a. en base des datations sur tinguaites (roche totale = 160 m.a.) et sur biotites des syénites et cornéennes, pour lesquelles les valeurs obtenues, de l'ordre de 150 m.a., sont interprétées comme âges de refroidissement. En même temps, ils soulignent la concordance en temps entre la mise en place du massif de Ditrău et les roches alcalines du Lias supérieur de la région de Braşov.

Les différences entre les âges obtenus dans les deux laboratoires s'accroissent par suite d'une recalculution avec constantes unitaires (tableau 9).

La représentation Ar-K (fig. 19) pour les données publiées par Bagdasarîan (1972) montre que les roches hornblenditiques se placent sur une isochrone de 135 m.a. avec interception positive ( $\Delta^{40}\text{Ar}_a = +0,04 \text{ g/g.}10^{-7}$ ) et les roches syénitiques et granitiques sur une autre isochrone de 130 m.a. avec interception négative ( $\Delta^{40}\text{Ar}_a = -0,02 \text{ g/g.}10^{-7}$ ). En vertu de ces données on peut donc considérer que : (a) les valeurs plus élevées des âges modèle pour hornblendites (152–189 m.a.) sont dues à la persistance dans la roche d'une quantité d'argon héritée des roches préexistantes, (b) les valeurs plus basses pour syénites et granites





TABLEAU 9

Les âges K/Ar pour les formations alpines des Carpates Orientales  
(phyllites, roches magmatiques, brèches et mylonites)

No	No échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	<sup>40</sup> Ar. g/g.10 <sup>-7</sup>	T. 10 <sup>-6</sup> ans publié	T. 10 <sup>-6</sup> ans recalculé	Source
A) Phyllites										
1	4	Roche totale	Phyllite sériciteuse (complexe des phyllites bigarées) *	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Lihaia Trava	2,64	0,34	181±7	172	Boiko et al., 1970
2	7	Roche totale	Phyllite (complexe des phyllites bigarées)	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Dovgorun	2,56	0,30	168±8	157	Boiko et al., 1970
3	166/2	Roche totale	Schistes chloriteux-sériciteux	Fenêtre de Tisa	Monts Rahov, vallée Dovgorun	1,04	0,10	134	130	Semenenko et al., 1969
4	5	Roche totale	Phyllite cataclasée (complexe des phyllites bigarées)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Bolşoi Rosis	1,60	0,12	104±5	102	Boiko et al., 1970
5	9	Roche totale	Phyllite (complexe des phyllites bigarées)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, crête entre vallée Bolşoi Rosis et vallée Belii	3,12	0,26	118±13	113	Boiko et al., 1970
6	10	Roche totale	Phyllite (complexe des phyllites bigarées)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Belii	3,12	0,28	126±6	122	Boiko et al., 1970
7	6	Roche totale	Aléurite phyllitique (J <sub>3</sub> — facies de Balachevskaia)*	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Mali Balachevsky	2,58	0,25	140±8	131	Boiko et al., 1970
8	8	Roche totale	Phyllite (complexe des phyllites bigarées)	Fenêtre de Bistra	Monts Rahov, vallée Golovatici	3,52	0,35	142±9	134	Boiko et al., 1970
B) Roches magmatiques										
9	1	Roche totale	Gabbro-diabase	Unité de Kamenî—Potok (de Čivčîn)	Monts Rahov, vallée Krasnoi	1,60	0,09	78±10	77	Boiko et al., 1970
10	2	Roche totale	Diabase	Unité de Kamenî—Potok (de Čivčîn)	Monts Rahov, vallée Kamenî	1,04	0,06	80	82	Boiko et al., 1970
11	3	Roche totale	Lamprophyre à amphiboles	—	Monts Čivčîn, vallée Percălab	1,91	0,18	137±8	128	Matkovski, 1971 (Boiko et al., 1970)
12	6/5	Roche totale	Lamprophyre (gabbro-diabase)	—	Monts Čivčîn, vallée Percălab	1,72	0,17	125±30	133	Gorohov et al., 1967
13	27	Minéraux fémiques	Diabase	—	Monts de Bistrița, région Gemenea-Ostra	0,34	0,03	112±8	120	Pop et al., 1974
14	5138	Roche totale	Hornblendite (corps lentilliforme en diorites gneissiques)	—	Massif de Ditrău, vallée de Jolotca à l'ouest du confluent Teascului	1,15	0,164	196±6	189	Bagdasarian, 1972
15	5136	Roche totale	Hornblendite (corps localisé dans la zone des syénites gneissiques)	—	Massif de Ditrău, vallée Jolotca, versant droit, à l'ouest du confluent Simoi	3,50	0,395	161±2	152	Bagdasarian, 1972
16	5134	Roche totale	Hornblendite (xénolite)	—	Massif de Ditrău, vallée Jolotca, versant droit, à W du confluent Holoşag	2,72	0,313	161±10	154	Bagdasarian, 1972
17	5139	Roche totale	Hornblendite à inclusions de plagioclase	—	Massif de Ditrău, entre les vallées Ditrăul Mare et Putna	1,17	0,148	177±1	169	Bagdasarian, 1972
18	5137	Roche totale	Syénite — pegmatite (filon dans les hornblendites de la zone des diorites gneissiques)	—	Massif de Ditrău, vallée de Jolotca à l'E du confluent Teascului	2,01	0,200	142±7	134	Bagdasarian, 1972
19	5135	Roche totale	Syénite (zone des syénites massives)	—	Massif de Ditrău, vallée Jolotca à l'E du confluent Simoi	5,28	0,475	128±3	122	Bagdasarian, 1972
20	5134	Roche totale	Syénite (zone de syénites à l'E du village Jolotca)	—	Massif de Ditrău, vallée Jolotca, partie médiane	5,02	0,427	121±2	115	Bagdasarian, 1972
21	5140	Roche totale	Syénite (filon de syénites gneissiques)	—	Massif de Ditrău, route du défilé entre les vallées Ditrăul Mare et Putna	3,05	0,258	121,5±0,5	115	Bagdasarian, 1972
22	5133	Roche totale	Granite leucocratique	—	Massif de Ditrău, vallée Jolotca près du confluent Hompot	4,82	0,420	125±10	118	Bagdasarian, 1972
23	5142	Roche totale	Syénite néphélinique	—	Massif de Ditrău, vallée Ditrău vers la ligne de partage des eaux avec la vallée Putna (sur la route)	4,45	0,477	152±1	145	Bagdasarian, 1972
24	835	Roche totale	Tingnaite	—	Massif de Ditrău, Prieske	4,73	0,566	161±7	161	Streckeisen et al., 1974
25	204	Roche totale	Tingnaite	—	Massif de Ditrău, Csanod	4,01	0,465	156±6	156	Streckeisen et al., 1974
26	429	Biotite	Syénite néphélinique	—	Massif de Ditrău, Comarnic	8,04	0,904	151±9	151	Streckeisen et al., 1974
27	1764	Biotite	Syénite à néphélin macrogranulaire	—	Massif de Ditrău, vallée de Ditrău galerie no. 1	7,98	0,907	153±3	153	Streckeisen et al., 1974
28	1195	Biotite	Cornéenne	—	Massif de Ditrău, Tazok (Teascu)	7,84	0,869	150±6	150	Streckeisen et al., 1974
C) Brèches et mylonites										
29	29	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	4,36	0,78	236±7	263	Pop et al., 1974
30	30	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	6,06	0,87	190±6	190	Pop et al., 1974
31	31	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	5,30	0,85	212±6	212	Pop et al., 1974
32	32	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	5,10	0,58	153±4	153	Pop et al., 1974
33	33	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	4,34	0,63	192±6	192	Pop et al., 1974
34	34	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	5,92	0,35	124±4	124	Pop et al., 1974
35	35	Fraction argileuse	Brèches et argiles de failles	—	Monts de Bistrița, région Gemenea	5,09	0,57	151±4	151	Pop et al., 1974
36	26	Fraction argileuse	Amphibolite épidotique cataclasé	—	Monts Rahov, vallée Mali Berlebaş	1,10	0,11	140±11	135	Boiko et al., 1970
37	27	Fraction argileuse	Amphibolite épidotique cataclasé	—	Monts Rahov, vallée Bredeşei	1,09	0,10	128±7	124	Boiko et al., 1970
38	28	Fraction argileuse	Amphibolite épidotique cataclasé	—	Monts Čivčîn, vallée Dvuroghii	0,81	0,10	170±11	165	Boiko et al., 1970
39	56 (3/63)	Séricite et biotite chloritisée	Roche micacée quartzreuse avec feldspath, intensément schisteusée et cataclasée	—	Monts Rahov, vallée Tisa (versant droit, aval du ruisseau Dovgorun)	2,63	0,20	108±10	104	Boiko et al., 1970 Semenenko et al., 1969
Aussi les échantillons: 4 (5) du tableau 9; 3 (11) du tableau 7; 2 (20) et 3 (21) du tableau 1.										

\* Série de Belachevsko — Golowatitchskaia (J 3)  
Tous les âges ont été recalculés à l'aide des constantes;  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$



(115-122 m.a.)<sup>18</sup> représentent des âges de refroidissement et (c) la mise en place de ces roches a eu lieu il y a 130–135 m.a.

La discordance entre les données des deux laboratoires ne permet pas, à l'heure actuelle, une estimation précise du temps auquel a été mis en place le massif alcalin. L'intervalle 130–160 m.a. qui peut être pris en considération couvre entièrement le Jurassique supérieur et le début du Crétacé inférieur.

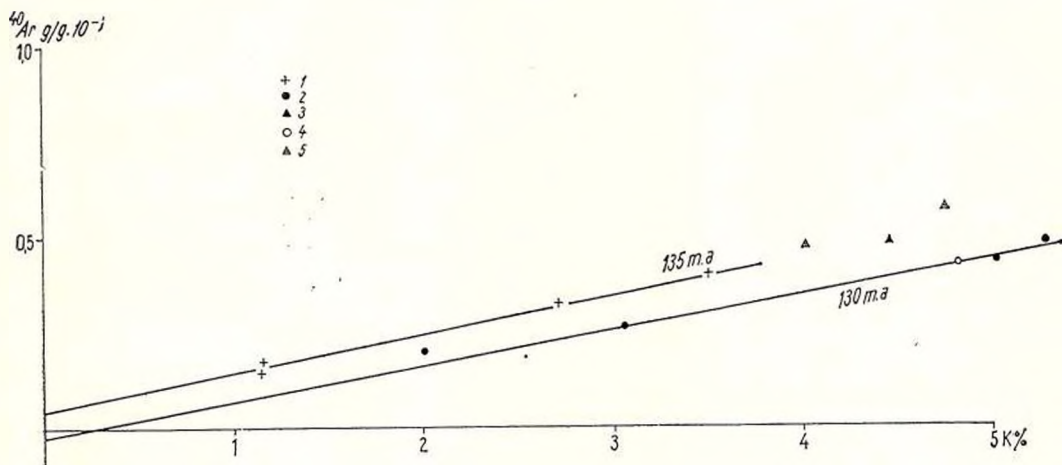


Fig. 19. — Massif alcalin de Ditrău. Isochrones K/Ar.

1, hornblendite; 2, syénite; 3, syénite néphélinique; 4, granite; 5, tinguaita.

Ces données sont en discordance avec les déterminations  $Pb_{\alpha}$  sur monasite et zirkon (Ionescu et al., 1966), qui indiquent des valeurs hercyniennes (297–326 m.a.) et un âge Rb-Sr de 274 m.a.<sup>19</sup> obtenu sur la biotite des syénite. Cette non-concordance peut être expliquée: (a) soit, selon ce que supposent Streckeis et Hunziker (1974), par le fait que les roches du massif renferment de nombreuses enclaves de roches métamorphiques sujettes à des changements métasomatiques importants, qui ont pu provoquer des contaminations avec plomb commun et l'homogénéisation de la composition isotopique du strontium; (b) soit par l'existence dans la région du massif de Ditrău d'un dôme thermique alpin, similaire à celui de la partie occidentale des Monts de Rodna. On pourrait considérer l'âge de 288 m.a. obtenu par Bagdasarian (1972) (tableau 11) sur une roche métamorphique située près du massif comme un empêchement pour cette dernière interprétation, mais l'absence, à présent, d'un nombre plus grand de déterminations pour les alentours du massif ne permet pas une conclusion définitive dans ce sens-là.

<sup>18</sup> Sauf la syénite néphélinique (échant. 5142), dans laquelle P. G. Bagdasarian (1972) suppose une accumulation d'argon, due à la présence de la cancrinite.

<sup>19</sup> I. Tiepac, communication orale (analyse effectuée à C.R.P.G. Nancy).





TABLEAU 10  
Les âges K/Ar pour les formations de la Série de Dâmbovitza

No	No. échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	$^{40}\text{Ar}$ , $10^{-7}$ g/g	T. $10^{-6}$ ans publiés	T. $10^{-6}$ ans recalculés	Source
1	130 Rc/68	Roche totale	Schiste biotitique	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, vallée Almașu	1,65	0,54	413	413	Minzatu et al., 1975 (Mureșan et al., 1974)
2	131 Rc/68	Roche totale	Schiste biotitique	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, vallée Almașu	1,68	0,56	422	422	Minzatu et al., 1975 (Mureșan et al., 1974)
3	39 AB/71	Roche totale	Schiste biotitique	Nappe de Rarău	Monts Hăghimaș, vallée Tepeșeni (versant nordique)	3,72	1,00	345	345	Minzatu et al., 1975 (Mureșan et al., 1974)

Tous les âges ont été recalculés à l'aide des constantes :  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$

TABLEAU 11

Les âges K/Ar pour les formations métamorphiques des Carpates Orientales avec localisation ou position lithostratigraphique et tectonique incertaine

No	No. échantillon	Analyse sur :	Roche	Unité tectonique	Localisation	K %	$^{40}\text{Ar}$ , $10^{-10}$ g/g	T. $10^{-6}$ ans publiés	T. $10^{-6}$ ans recalculés	Source
1	159/7	Roche totale	Schiste séricito-chloriteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Răhov	2,88	1,33	585	556	Semenenko et al., 1963
2	163/37	Roche totale	Schiste chlorito-sériteux — quartziteux	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Căvîn, vallée Lostun	3,62	1,77	609	585	Semenenko et al., 1963
3	5143	Actinote	Schiste chlorito-actinolitique	Nappe de Rodna — Mestecăniș	Monts Căvîn, vallée Albin	0,65	0,09	195 ± 20	184	Gorohov et al., 1967
4	*) 82/1970	Roche totale	—	—	Monts Giurgeu	2,15	0,15	307	307	Minzatu et al., 1975
5	5141	Roche totale	Micaschiste	—	Monts Giurgeu, route Ditrău-Tulghes (km 20)	1,80	0,40 (0,35)	288 (270)	288 (254)	Bagdasarjan, 1972
6		Biotite	Gneiss de Rarău	—	—	6,8	1,42	288	272	Filipescu et al., 1963
7	28	Amphibole	Amphibolite	Nappe de Rarău	Monts de Bistrița, région Gemenec-Ostra	0,77	0,11	186 ± 6	190	Pop et al., 1974

\*) Voir l'annotation du tableau 8.

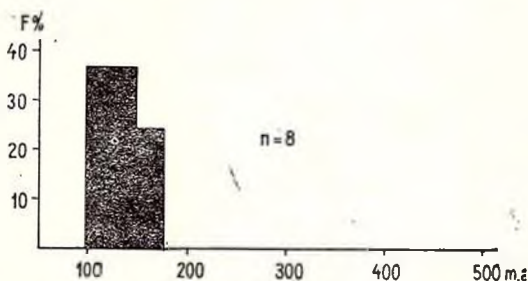
Tous les âges ont été recalculés à l'aide des constantes ;  $\lambda_K = 0,584 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ ;  $\lambda_\beta = 4,72 \cdot 10^{-10} \text{ ans}^{-1}$ .





2. *La Série de Dovgorun et la Série de Belașevska-Golovatiskaia du massif de Rahov* (Boiko, 1970). Les deux séries englobent les formations jurassiques (éventuellement le Crétacé inférieur aussi) des nappes de Maraureș ouvertes dans les fenêtres tectoniques de Tisa et Bistra. Les âges modèle oscillent entre 102–172 m.a., se plaçant en majeure partie entre 102–134 m.a. (fig. 20). Font exception deux échantillons (172, 152 m.a.),

Fig. 20. — Série de Dovgorun, Série de Belașevska-Golovatiskaia (Boiko, 1970). Histogramme avec les âges modèle K/Ar (roche totale).



qui renferment probablement une quantité d'argon-40 héritée du matériel détritique sédimentaire. En base des données existantes on peut tracer une isochrone de 120 m.a. avec l'interception des coordonnées à 0 (fig. 21). La moyenne des âges modèle K/Ar (excepté les deux âges apparents mentionnés) est de 123 m.a. Ces valeurs indiquent soit l'achèvement des processus de diagenèse, soit un métamorphisme incipient alpin.

3. *Les roches basiques de l'unité de Čivčín (unité de Kamení-Potok ou unité du flysch noir)*. Les âges K/Ar obtenus varient entre 77–82 m.a. Vu que les roches basiques de cette unité sont attribuées au Jurassique et au Crétacé inférieur (Bleahu et al., 1968), il résulte que les valeurs acquises reflètent une régénération laramienne des âges isotopiques K/Ar dans l'unité de Čivčín.

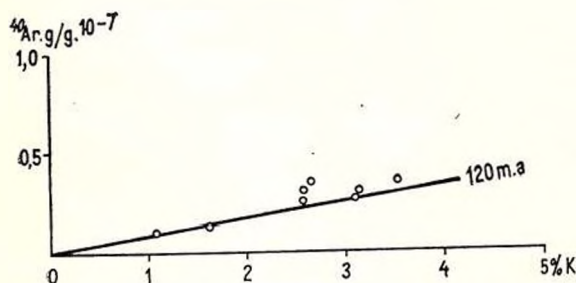


Fig. 21. — Série de Dovgorun et Série de Belașevska-Golovatiskaia (Boiko, 1970). Isochrone K/Ar (roche totale).

4. *Les lamprophyres de la zone cristalline des Carpates Orientales*. Les âges K/Ar obtenus sur trois échantillons sont de l'ordre de 120–128 m.a. Ils indiquent la cristallisation des lamprophyres au Valanginien-Hauterivien, donc dans la période finale ou dans un moment ultérieur au volcanisme basique de l'unité de Čivčín (du flysch noir; de Kamení Potok).



Par rapport à la mise en place du massif syénitique de Ditrău, dans les deux variantes les lamprophyres représentent donc des formations ultérieures.

5. *Les roches cataclasées, bréchifiées et mylonitisées au cours de la tectogenèse alpine.* Les âges modèle K/Ar oscillent dans un large intervalle, compris entre 104–163 m.a. L'histogramme de la figure 22 indique la

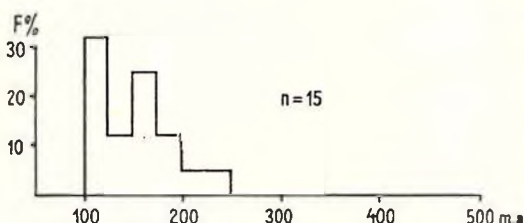


Fig. 22. — Argiles de faille, roches cataclasées, brèches et mylonites alpines. Histogramme avec les âges modèle K/Ar.

décroissance de la fréquence des données dès un maximum correspondant à la classe 100–125 m.a. vers des âges plus élevés. Cette situation peut être interprétée dans le sens d'une diffusion incomplète de l'argon en certaines roches tectonisées durant la phase autrichienne. Les valeurs plus grandes que 100–110 m.a. représenteraient donc plutôt des „âges apparents” que des indices sur des mouvements tectoniques préautrichiens. Une telle interprétation, corroborée aussi avec l'absence, jusqu'à présent, des valeurs au-dessous de 100 m.a. pour les roches cristallines tectonisées, pourrait marquer le diastrophisme autrichien comme le principal facteur dynamique alpin ayant engendré une diffusion de l'argon dans les formations métamorphiques préalpines.

## Conclusions

### Le métamorphisme progressif des séries cristallines préalpines

Les séries métamorphiques préalpines des Carpates Orientales se sont formées en trois cycles successifs de métamorphisme régional. Les âges isochrones obtenus pour les différentes séries métamorphiques et les valeurs moyennes admises pour ces cycles de métamorphisme sont indiqués dans le tableau 12 et la planche I.

a) *Un métamorphisme de pression moyenne (type barrovien)* dans le faciès des amphibolites à almandin (Bercia et al., 1976 ; Kräutner et al., 1975), à  $850 \pm 50$  m.a., correlable dans le temps avec l'événement dalslandien. Ce métamorphisme a affecté la Série de Bretila et la Série de Rebra. Les âges isochrones similaires et les âges modèle „relictés” confirment la cristallisation des roches des deux séries au cours du même événement métamorphique. Dans les Carpates Méridionales les produits de ce cycle métamorphique sont représentés par la Série de Sebeș-Lotru, datée





TABLEAU 12

*Les âges isochrones K/Ar pour les métamorphismes préalpins des séries métamorphiques des Carpates Orientales (en millions d'années)*

	Métamorphisme dalslandien			Métamorphisme équiv. aux „Calédonides anciennes”	Métamorphisme hercynien			
					Pro-gressif	Regressif		
	S'rie de Bretila	Série de Rebra	Granitoïdes de Hăghimaş	Série de Tulgheş	Série de Țibău	Série de Bretila	Série de Rebra	Série de Tulgheş
Muscovite	820 ± 30	880 ± 50	—	—	—	—	—	310
Biotite	800	865 ± 65	—	500	—	—	—	—
Feldspath potassique	910	—	750 — 780	—	—	—	—	—
Roche totale	810 ± 80	—	—	505 ± 5	300	—	—	300 ± 10
Hornblende	—	—	—	—	—	315	—	—
Moyenne	830 ± 80	870 ± 10	780	505 ± 5	300	315	—	310 ± 10
Âges modèle K/Ar maximaux	738,507	650,595	510	472	210	—	—	—
Âge isochrone moyen du métamorphisme	850 ± 50 m.a.			505 ± 5 m.a.	310 ± 10 m.a.			

par Bagdasarian (1972) à l'aide de la méthode Rb/Sr à 838 m.a. Par ce métamorphisme s'achève une première étape d'évolution géologique dans le Précambrien supérieur des Carpates, notée ad interim Précambrien supérieur A sur la carte géologique de la Roumanie à l'échelle 1:50.000.

b) *Un métamorphisme de pression moyenne* (type barrovien de pression plus basse par rapport au métamorphisme de la Série de Rebra) dans le faciès des schistes verts (Kräutner et al., 1975), à 505 ± 5 m.a. corrélable dans le temps avec le métamorphisme des séries dalslandiennes des Calédonides précoces d'Ecosse et d'Irlande (Pankhurst, 1974; Dewe, 1971) et avec le métamorphisme calédonien des Alpes Orientales (Purtscheller, Sassi, 1975). Par ce métamorphisme, qui a affecté dans les Carpates Orientales la Série de Tulgheş, s'achève une deuxième étape d'évolution géologique déroulée dans l'intervalle Précambrien supérieur B — Cambrien.





c) *Un métamorphisme de basse pression*, dans le faciès des schistes verts (K r ä u t n e r et al., 1975), à  $310 \pm 10$  m.a., correspondant à la phase sudète de la tectogenèse hercynienne. Ce métamorphisme a affecté les séries paléozoïques de Repedea, Rusaia et Țibău. Dans les Carpates Méridionales, le métamorphisme hercynien a été daté dans le cristallin de Poiana Ruscă à 320 m.a., par des âges modèle K/Ar et âges isochrones K/Ar (K r ä u t n e r et al., 1973).

### *Granitoïdes de Hăghimaș*

A cause du petit nombre d'échantillons, les âges isochrones obtenus (tableau 12) ont un degré de confiance plus faible en comparaison avec les roches métamorphiques. Les données existantes suggèrent que la mise en place des granitoïdes de Hăghimaș s'est déroulée il y a 750–800 m.a., donc à la fin du cycle métamorphique de la Série de Bretila. Par conséquent, les granitoïdes de Hăghimaș représenteraient des roches syncinématiques, mais, au moins en partie, également des magmatites tardécinématiques.

Ce fait semble être en désaccord avec l'existence des éléments de schistosité communs aux granitoïdes et aux roches de la Série de Bretila (M u r e ș a n et al., 1975). Mais, si l'on tient compte de la constitution pétrographique hétérogène des granitoïdes de Hăghimaș (diorites, granodiorites, granites, aplites, roches pegmatoïdes) et si on se rappelle que, outre les roches à éléments de schistosité, il y a aussi certaines variétés micro- et macrogranulaires à texture massive, il est raisonnable d'admettre la possibilité de l'existence des roches tardécinématiques, outre les granitoïdes syncinématiques ou précinématiques, selon l'acception de M u r e ș a n (1975). D'une autre part, il n'est pas impossible ni que, au moins une partie des éléments de schistosité communs aux granitoïdes et aux roches métamorphiques encaissantes fussent surimposés dans une phase tectonique ultérieure au métamorphisme de la Série de Bretila et à la mise en place des granitoïdes. Dans les deux cas il est possible d'obtenir des âges isochrones distincts pour les granitoïdes tardécinématiques et pour les métamorphites de la Série de Bretila.

### *Rajeunissement des âges K/Ar et métamorphisme régressif dans les séries métamorphiques préalpines*

Les données radiochronologiques K/Ar représentent pour les formations préhercyniennes presque en totalité des âges rajeunis sous l'influence des événements hercyniens et alpins (fig. 23). Des 207 datations, 97% indiquent des âges au-dessous de 500 m.a., 92% sous 400 m.a. et 78% des âges moindres que 325 m.a.

Etant donné que les échantillons analysés proviennent de presque toutes les unités tectoniques de toute l'étendue de la zone cristalline, il faut conclure que l'entière aire du soubassement métamorphique des Carpates Orientales a été soumise aux régénérations hercyniennes ou alpi-





nes (pl. II). Les rajeunissements des âges K/Ar ont affecté, par conséquent, des surfaces et volumes de roches beaucoup plus importants que ce qui résulte de l'analyse de distribution des transformations minéralogiques rétro-morphes observables à l'échelle d'échantillon et au microscope (Kräutner, 1972 b).

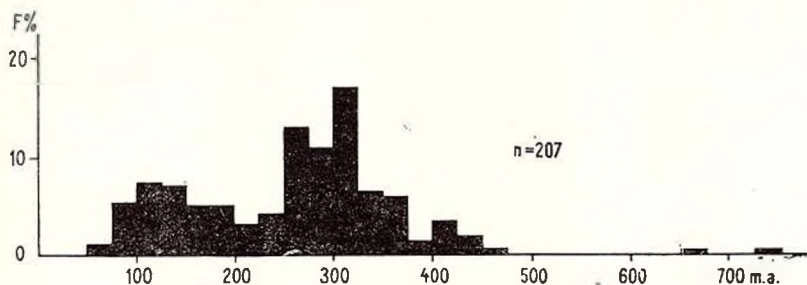


Fig. 23. — Toutes les formations métamorphiques préhercyniennes des Carpates Orientales et granitoïdes de Hăghimaș. Histogramme avec les âges modèle K/Ar.

La régénération hercynienne des âges K/Ar est un phénomène avec répartition générale dans les séries métamorphiques préhercyniennes (pl. II). Il faut la supposer, donc, comme préexistante dans les aires aussi qui, à présent, portent l'empreinte des régénérations alpines.

Les séries métamorphiques préhercyniennes des nappes de Maramureș et de la nappe de Rodna-Mestecăniș supportent en transgression des dépôts sédimentaires paléozoïques, qui — pendant la tectogenèse hercynienne — ont subi un métamorphisme régional dans le faciès des schistes verts. Ces relations constituent un argument géologique de premier ordre en faveur du métamorphisme régional hercynien comme facteur principal qui a provoqué le rajeunissement des âges isotopiques K/Ar. Ainsi s'explique le caractère extrêmement pénétrant des régénérations hercyniennes par rapport à la distribution non-homogène et localisée des régénérations alpines, qu'on ne peut pas corréler dans les Carpates Orientales avec un événement de métamorphisme régional. Les transformations minéralogiques rétro-morphes dans le faciès des schistes verts sont observables dans le soubassement préhercynien des séries paléozoïques métamorphisées jusqu'à une profondeur d'environ 500 m. Ces transformations ont été engendrées sous l'influence de la température et de la pression  $H_2O$  provenant de la déhydratation partielle de la couverture sédimentaire paléozoïque pendant le métamorphisme régional hercynien (Kräutner, 1972 b). La déformation tectonique hercynienne pénètre parfois plus en profondeur que les réorganisations minéralogiques rétro-morphes. Elle a été mise en évidence également dans l'unité de Putna (Kräutner, Popa, 1973; Kräutner et al., 1975)<sup>20</sup>, où l'on ne connaît pas une couverture paléozoïque métamorphisée. Dans la Série

<sup>20</sup> Op. cit. point 17.



de Tulgheș de cette unité tectonique on a signalé aussi une déphengitisation des micas blancs potassiques, sous l'influence de l'événement métamorphique hercynien de basse pression (Kräutner et al., 1975). Tous ces faits attestent l'existence dans le passé d'une couverture paléozoïque métamorphisée, dans l'unité de Putna (nappe bucovinienne) aussi, où a présent manquent des indications directes sur sa présence.

Dans la zone supérieure du soubassement des séries métamorphiques paléozoïques il faut donc admettre que la diffusion de l'argon a eu lieu à cause du régime T,  $\text{PH}_2\text{O}$  mentionné et par suite des transformations minéralogiques respectives (rétromorphisme). Dans les zones plus profondes du soubassement préhercynien (à des profondeurs plus grandes qu'environ 500 m) la diffusion de l'argon a été probablement provoquée par le régime thermique élevé.

Vu que les dépôts paléozoïques fussent métamorphisés dans le faciès des schistes verts, jusqu'à l'isograde de la biotite en roches basiques et tenant compte du gradient géothermique on peut estimer que la température du soubassement des séries hercyniennes a dépassé 400–450°C. Dans ces conditions thermiques, l'âge isochrone Rb/Sr (roche totale) de  $330 \pm 35$  m.a. obtenu par Gorohov et al. (1967) pour les gneiss oculaires de Rarău (Ciornii Div — monts Čivčîn, unité de Rarău) peut être expliqué par une homogénéisation de la composition isotopique du Sr dans les conditions d'un système ouvert. La déformation hercynienne, particulièrement pénétrante dans le soubassement des séries paléozoïques dans toutes les unités tectoniques, pourrait déterminer l'ouverture du système et la diffusion du Sr. Un autre âge isochrone Rb/Sr (roche totale) de 530 m.a. a été obtenu par Gorohov et al. (fide Boiko, 1975) pour des formations de la même Série de Bretila (Série de Belopotok), mais sur des gneiss plagioclasiques de la fenêtre tectonique de Tisa. Ce fait confirme une redistribution hercynienne partielle du strontium dans les roches de la Série de Bretila et vient étayer l'interprétation des âges Rb/Sr acquis pour les séries préhercyniennes de la région, comme âges régénérés sous l'influence d'un métamorphisme syncinématique plus jeune. Une telle régénération peut être supposée aussi pour l'isochrone Rb/Sr de 330 m.a. obtenue par Gorohov et Rudakov<sup>21</sup> sur des roches porphyroïdes acides de la Série de Delovetzk des monts Čivčîn (vallée Părcălab, unité de Rodna-Mestecăniș).

Les âges modèle K/Ar qui indiquent la régénération hercynienne des séries métamorphiques plus anciennes se rangent dans la classe 300–325 m.a. (pl.I). Pour les roches dans lesquelles a eu lieu une perte totale en argon et des réorganisations minéralogiques hercyniennes, les âges isochrones K/Ar oscillent entre 300–320 m.a. (tableau 13, fig. 16). On peut conclure donc que le rétro-morphisme régional hercynien dans le soubassement et le métamorphisme régional hercynien dans la couverture paléozoïque se sont déroulés simultanément, il y a  $310 \pm 10$  m.a., dans la phase sudète de la tectogenèse hercynienne.

<sup>21</sup> S. G. Rudakov, communication orale, Moscou, 1975.





TABLEAU 13

*Les âges K/Ar pour le métamorphisme regressif hercynien et la régénération alpine des séries métamorphiques préhercyniennes des Carpates Orientales (en millions d'années)*

**Hercynien**

	Série de Bretila		Série de Rebra		Série de Tulgheș		Granito- ides de Hâghimaș
	1	2	1	2	1	2	2
	Nappes de Maramureș	Unité de Rarău	Nappes de Maramureș	Nappe de Iacobi	Unité de Putna	Nappe de Rodna—Mestecăniș	Unité de Rarău
Hornblende	315 ± 10(a)	—	—	285(a)	—	—	—
Muscovite	—	295 (b, c)	242 (b)	—	266 (b)	310 (h)	—
Biotite	—	260 (c)	225 (b, c)	—	226 (f)	—	—
Feldspath potassique	—	255 (c)	—	—	—	—	255
Roche totale	—	240 (b, c)	240 (b)	—	—	320 (h)	250—310 (h)
Moyenne	315 ± 10	—	—	—	315 ± 5	—	—

**Alpin**

	3	4	3	4	3	4	
	Nappe de Rodna—Mestecăniș (Rodna W)						
Muscovite	—	—	—	75 (g)	—	—	
Biotite	70	110 (c)	70	75 (e,a)	—	—	
Feldspath potassique	85	115 (d)	—	119 (g)	—	—	
Roche totale	—	—	70	80 (g)	—	70—90 (h)	
Moyenne	70—80	—	70—80	—	—	—	

1, âge du rétro-morphisme; 2, âge de refroidissement; 3, événement thermique; 4, âge apparent;

a, amphibolite; b, micaschiste; c, gneiss; d, gneiss oculaire; e, schiste biotitique; f, schiste biotitique à chlorite et calcite; g, pegmatite; h, schiste séricito-chloriteux, métatuf rhyolitique porphyroïde.

Le rajeunissement des âges modèle K/Ar à 275—250 m.a. et même jusqu'à 225 m.a. peut être expliqué par un refroidissement post-paroxysmal (post-sudète) lent; les valeurs mentionnées semblent donc marquer le temps lorsque la température a baissé au-dessous de la limite qui arrête la diffusion de l'argon. Les isochrones de 300—320 m.a. avec interception





négative (fig. 13, 15, 16) impliquent la même interprétation. Au cours de cette „période de refroidissement” ont eu lieu les déformations hercyniennes post-paroxysmales  $S_2$  et  $S_3$  qui ont ouvert le système des roches métamorphiques pour la diffusion de l'argon.

*La régénération alpine* des âges K/Ar apparaît dans la zone cristalline des Carpates Orientales (pl. II) comme un phénomène à répartition locale, qui se superpose aux roches régénérées préalablement dans la tectogenèse hercynienne. Elle mène ainsi à des formations avec âges polyrégénérés (polyrajeunis). Par rapport à la régénération hercynienne, celle alpine est moins pénétrante à l'échelle régionale et ne peut pas être corrélée avec un événement de métamorphisme régional. Elle est liée surtout à des phases de diastrophisme et à l'augmentation du régime thermique.

a) Le diastrophisme alpin a provoqué la diffusion de l'argon autant par des réorganisations minéralogiques et effets mécaniques dans les zones à mylonites et brèches tectoniques, qu'aussi probablement par son influence sur le régime thermique local. Les âges modèle indiquent la phase autrichienne comme le moment principal responsable de la perte en argon dans la tectogenèse alpine. Régénérations laramiennes des âges K/Ar sont signalées dans l'unité tectonique située devant la zone cristalline (unité de Cîvcin).

b) Un régime thermique élevé alpin doit être admis dans la partie occidentale des Monts de Rodna, particulièrement dans le bassin de la vallée de Rebra (pl.II). Pour toutes les séries métamorphiques de cette région (les séries de Bretila, Rebra, Repedea), la plupart des âges modèle K/Ar se placent dans les classes 75—125 m.a. (fig. 24). Puisque les roches

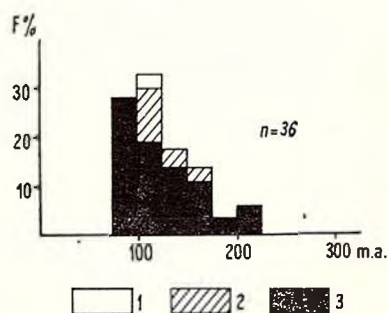


Fig. 24. — Roches des séries métamorphiques qui affleurent dans le bassin de la vallée de Rebra (dôme thermique Rebra). Histogramme avec les âges modèle K/Ar.

1, Série de Repedea; 2, Série de Bretila; 3, Série de Rebra.

analysées sont fraîches et ne présentent pas de déformations ou recristallisations alpines, il faut admettre que les âges modèle K/Ar de cette région représentent des „âges de refroidissement” qui marquent le passage des formations cristallines, pendant le Crétacé supérieur, d'un régime thermique supérieur de 300°C à des températures inférieures au seuil auquel s'arrête la diffusion de l'argon.

Des conclusions similaires résultent aussi de l'étude des traces de fragments de fission exécutée sur des cristaux de muscovite, des pegma-



tites de la Série de Rebra du bassin de la vallée de Rebra (Onicescu et al., 1970)<sup>22</sup>. Les âges de l'ordre de 79–150 m.a. acquis pour deux échantillons de muscovite prélevés du corps pegmatitique de l'embouchure de la vallée Scăricele indiquent la guérison des traces de fragments de fission préalpins par un effet thermique (plus de 150°C) au Crétacé.

L'attribution du refroidissement au Crétacé supérieur d'après cet événement thermique est en accord avec le fait que les séries métamorphiques avec âges modèle K/Ar homogénéisés à 75–100 m.a. sont situées en différentes unités tectoniques autrichiennes (nappe de Rodna-Mestecăniș, nappe de Anieș). L'homogénéisation des âges modèle K/Ar est donc survenue après la tectogenèse autrichienne.

Les âges de refroidissement de la partie occidentale des monts de Rodna pourraient être l'effet soit d'un dôme thermique, soit d'une exondation des zones profondes de l'écorce avec un régime thermique élevé.

On remarque des effets des événements thermiques alpins similaires mais moins accusés dans la région de Barnar-Bărnărel (Pop et al., 1974) et l'on pourrait éventuellement les supposer pour la région du massif alcalin de Ditrău.

#### *Âges modèle K/Ar apparents*

La dispersion d'un nombre assez grand de valeurs autour des maxima qui marquent les âges des événements géologiques (fig. 4, 9, 12, pl. I) et les champs de dispersion contourés dans les diagrammes Ar-K indiquent le fait qu'en réalité beaucoup des âges K/Ar enregistrés dans les Carpates Orientales représentent des âges sans signification géologique. L'ordre de grandeur des valeurs la nature pétrographique et la position géologique de roches respectives suggèrent deux causes principales :

a) La perte incomplète en argon-40 des roches métamorphiques au cours des régénérations hercyniennes et alpines (âges apparents), fait démontré entre autres aussi par l'interception positive de quelques isochrones.

b) La diffusion variable de l'argon-40 sous l'influence des fluctuations locales du régime thermique (âges de refroidissement), fait démontré aussi par l'interception négative de certaines isochrones.

#### *Diffusion de l'argon*

Dans les roches métamorphiques régénérées des Carpates Orientales la diffusion de l'argon a été déterminée par les suivants phénomènes :

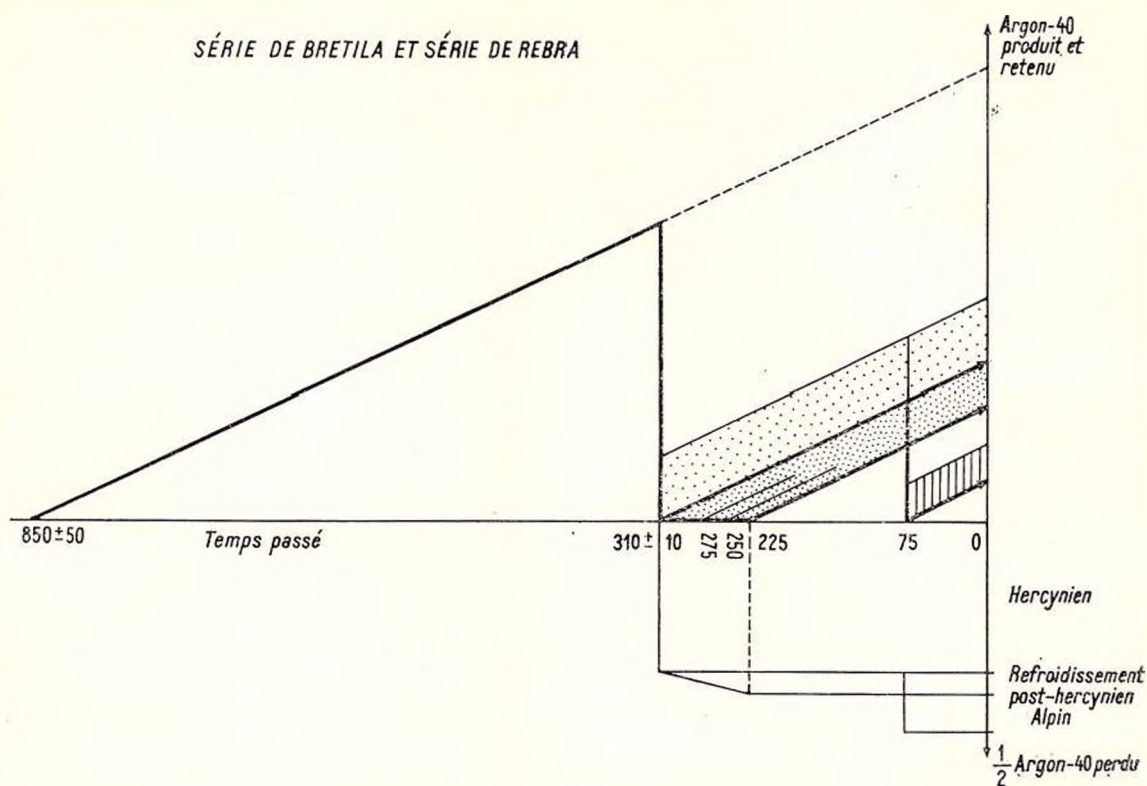
1. Réorganisations minéralogiques totales ou partielles dues : (a) au métamorphisme régional hercynien (rétromorphisme régional hercynien

<sup>22</sup> N. Onicescu, P. Snadru, Ana Daniș. Determinarea vîrstelor geologice absolute prin metoda urmelor de fragmente de fisiune. (La détermination des âges géologiques absolus par la méthode des traces de fragments de fission). 1970. Arch. Inst. Géol. Géoph., Bucarest.

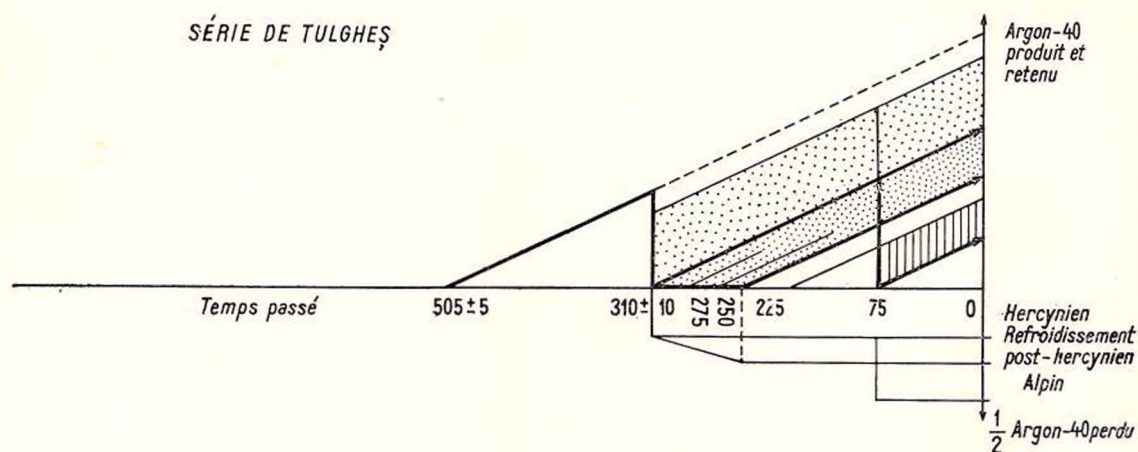




SÉRIE DE BREȚILA ET SÉRIE DE REBRA



SÉRIE DE TULGHEȘ



SÉRIES HERCYNIENNES

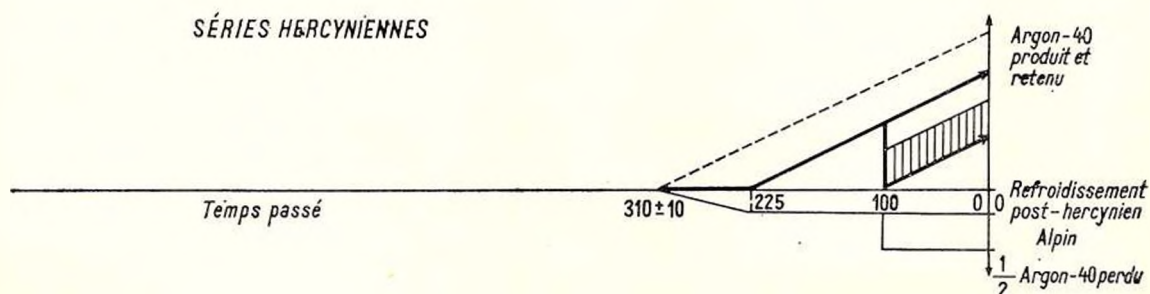


Fig. 25. — Modèles pour l'évolution de l'argon dans les trois provinces métamorphiques des Carpatés Orientales.





dans les séries préhercyniennes) et (b) au métamorphisme dynamique (diaphtorèse) alpine.

2. Diffusion de volume sous l'influence du régime thermique élevé : (a) à cause du métamorphisme régional hercynien — dans les zones profondes du soubassement des séries métamorphiques paléozoïques, au-dessous de la limite inférieure du rétro-morphisme (environ 500 m de profondeur) et (b) à cause des dômes thermiques ou de l'abaissement vers des zones profondes chaudes, suivi par élévations post-autrichiennes dans certains secteurs internes de l'édifice structural alpin.

3. Cataclasations, bréchifications, mylonitisations alpines, particulièrement dans la phase autrichienne.

### *Evolution de l'argon-40 dans les roches métamorphiques des Carpates Orientales*

La tectogenèse hercynienne et celle alpine ont déterminé une évolution polystadiale de l'argon dans les trois provinces métamorphiques des Carpates Orientales. Le décelement des stades d'évolution a été possible parce que la régénération alpine a une répartition limitée et ne masque pas systématiquement l'évolution bistadiale provoquée par la régénération hercynienne dans les métamorphites préhercyniens.

Les modèles d'évolution de l'argon-40 dans les principales séries métamorphiques sont présentés dans la figure 25, dans la manière des représentations employées par Harper (1970).

L'interprétation des données analytiques à partir des principes des isochrones K/Ar a mené à des résultats qui sont en accord avec les conceptions géologiques existantes et bien corrélables avec les relations observables en terrain, avec les indications d'ordre palynologique et les âges Pb-Pb disponibles. Les conclusions concordent aussi avec les interprétations résultées de l'analyse des âges modèle K/Ar. La présente interprétation pour les Carpates Orientales peut être considérée, par conséquent, comme un nouvel exemple des possibilités d'utilisation des isochrones, K/Ar dans l'interprétation géologique des données analytiques pour les roches métamorphiques régénérées. Sans doute, la précision et le degré de confiance des résultats sont inférieurs à ceux obtenus dans les régions à évolution monostadiale de l'argon-40. Pour les Carpates Orientales la précision des datations a été influencée d'une façon négative autant par le caractère non-homogène du matériel analytique réalisé en plusieurs laboratoires par des méthodes variées (volumétrique, dilution isotopique, activation à neutrons), qu'aussi par la façon occasionnelle dans laquelle les échantillons ont été prélevés. On peut envisager qu'un échantillonnage spécial et systématique dans le but d'obtenir des âges isochrones K/Ar mène à des résultats avec un degré de précision plus haut.





## BIBLIOGRAPHIE

- Bagdasarjan P. G. (1972) Despre vîrsta absolută a unor roci eruptive și metamorfice din masivul Ditrău și Munții Banatului din România. *Stud. cerc. geol. geogr., seria Geologie*, 17, 1, p. 13–21, București.
- Bercia I., Bercia Elvira, Kräutner H. G., Kräutner Florentina, Mureșan M. (1967) Unitățile tectonice, structura și stratigrafia formațiunilor metamorfice din zona cristalino-mezozoică a Munților Bistriței (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.* LIII/1 (1965–1966), p. 17–38, București.
- Bercia I., Bercia Elvira (1970) Contributions à la connaissance de la géologie de la région de Vatra Dornei–Iacobeni (Carpathes Orientales). *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, p. 7–49, București.
- Bercia I., Kräutner H. G., Mureșan M. (1976) Pre-Mesozoic Metamorfites of the East Carpathians. *An. Inst. Geol. Geof.*, I, p. 37–70, București.
- Bleahu M., Bombiță G., Kräutner H. G. (1968) Note explicative – Carte géologique de la R. S. Roumanie, feuille Vișeu. *Inst. Geol. Bucarest*.
- Boiko K. A. (1970) Dovernne paleozoiskii kompleks severo-zapadnogo oconciانيا Marmaroșskogo Massiva (Vostociniie Carpati). *Izdatelstvo Lvovskogo Universiteta*.
- Boiko K. A. (1975) Voprosi drevnei gheologhiceskoi istorii vostocinih i zapadnih Karpat i radiometricheskoe datirovanie. *Izdatelstvo Naukova Dumka*, Kiev.
- Boiko K. A., Tshedjemov G. H., Ton O. V. (1966) Absolutnii vozrast nekatorich obrazovani Sovetskikh Karpat. *Vestnik Lvov Univ., seria Geolog.* 4, Lvov.
- Boiko K. A., Kruglov S. S., Kulciŭkii O. E., Matkovskii I. O., Merlici V. B., Spitkovskaia M. S., Fișkin Iu. M., Toni V. O., Cedjemov H. G. (1970) Absolutnaea geohronologia glavneișih komplesov Ucrainskikh Karpat. Trudi XV sesii comisii po opredeleniiu absolutnogo vozrasta gheologhiceskikh formatii. *Izdatelstvo „Nauka”*.
- Boiko K. A., Neciaev S. V., Kotlovska F. I. (1974) Ceas proevlennea progresivnogo metamorfizmu u bilopotŭkii sviti marmaroskogo masivu. *Dopovidi Akademii Nauk Ukrainkoï RSR, seriea B*, 11, p. 963–965, Kiev.
- Boiko K. A., Bartniŭkii E. N., Eliseeva G. D., Kazančeva A. I., Levkovskaea N. I., Ovsienko V. D., Tereŭ G. E. (1975) Rezultati pervogo isledovanica po ŭirkonovoi hronologhii kristalliceskogo cadra vostocinih Karpat. *Gheologhiceskii jurnal*, XXXV, 2, p. 112–116, Kiev.
- Brandt B. S., Volkova N. V., Smirnoff N. V. (1970) Discordant absolute age values and their significance for the determination of temperatures and duration of rock-forming processes. *Eclogae geol. Helv.* 63, 1, p. 45–51, Basel.
- Dalrymple G. B., Lanphere M. A. (1969) Potassium-Argon Dating. Principles, Techniques and Applications to Geochronology 258 p. W. H. Freeman and Company, San Francisco.
- Danilovici R. Iu. (1970) Metamorfizm domezozoiskikh cristalicinih slanŭiv Ucrainskikh Karpat. *Vidavniŭstvo „Naukova Dumka”* Kiiv.
- Damon E. P. (1970) A theory of “real” K–Ar clocks. *Eclogae geol. Helv.* 63, 1, p. 69–77, Basel.
- Gentner W., Kley W. (1957) Argonbestimmung an Kaliummineralium IV: Die Frage der Argonverluste in Kalifeldspäten und Glimmermineralien. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 323–329.





- Gorohov I. M., Rudakov G. G., Varşavskaia E. S., Morozova I. M. (1967) Predvaritelnoe geohronologiceskoe izucenie metamorficeskich parod Civeinskogo Masiva (Sovetskie Karpati) pri pomoşci kali-argonovo i rubidiu-stronţievo isohronovo metodov. In. Voprosi datirovki geologiceskich abrazovanii i ocnobnih parod izdatelstvo Nauka.
- Hain I. V., Bizova S. L., Rudakov S. G., Slavin V. I. (1968) O pokrovnoi strukture. Rahovskovo massiva (Vostocinie Karpati). *Vestnik Moskovskova Universiteta, Geologia*, 5, p. 5—23, Moskva.
- Harper T. C. (1970) Graphical solutions to the problem of radiogenic Argon-40 loss from metamorphic minerals. *Eclogae geol. Helv.*, 63/1, p. 119—141, Basel.
- Iliescu Violeta, Mureşan M. (1972) Sur la présence du Cambrien inférieur dans les Carpates Orientales — série épimétamorphique de Tulgheş. *D. S. Inst. Geol. LVIII*, 4, p. 23—38, Bucureşti.
- Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1975) Contributions à la connaissance du contenu en microflore et de l'âge des formations métamorphiques des Monts Rodnei et des Monts Bistritzei. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXI/4, p. 11—25, Bucureşti.
- Iliescu Violeta, Kräutner H. G. (1976) Precizarea virstei silurice a seriei de Repedeş s.s. din Munţii Rodnei (Carpaţii Orientali) pe baza unor asociaţii palinologice. *D. S. Inst. Geol., Geof.*, LXII/4, Bucureşti.
- Ionescu Jeana, Tiepac I., Udrescu Constanţa (1966) Détermination de l'âge absolu par la méthode Pb— $\alpha$ . *Inst. Geol. Stud. tehn. econ., seria B*, 44, p. 55—63, Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1968) Neue Anschauungen über das kristalline Massiv von Rodna. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 13, 2, p. 337—355, Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1972) Voralpidische Entwicklung und alpidischer Deckenbau in der Kristallinen Zone der nördlichen Ostkarpaten (Maramurescher Massiv). *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série Géologie*, 16, 2, 81—90, Bucureşti.
- Kräutner H. G. (1972) Hercynische Regionalretromorphose im präkambrischen Kristallin der Ostkarpaten. *Rev. Roum. Géol., Géophys., Géogr., série Géologie*, 16, 2, 121—129, Bucureşti.
- Kräutner H. G., Mureşan M., Iliescu Violeta, Minzatu Silvia, Vlădeea Eleonora, Tănăsescu Anea, Ionciă Magdalena, Andăra A., Anastase Ş. (1973) Le Dévonien-Carbonifère inférieur épimétamorphique de Poiana Ruscă. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 4 (1972), p. 5—63, Bucureşti.
- Kräutner H. G., Popa G. h. (1973) Succesiunea litostratigrafică şi tectonică a Cambrianului inferior epimetamorfic (seria de Tulgheş) din regiunea Bălan. *D. S. Inst. Geol.*, LIX, 1 (1972), p. 251—278, Bucureşti.
- Kräutner H. G., Sassi F. P., Zirpoli G., Zulian T. (1975) The pressure characters of the pre-Alpine metamorphisms in the East Carpathians (Romania). *N. Jb. Miner. Abh.* 124, 3, p. 278—296, Stuttgart.
- Lazarenko K. E., Matkovskii I. O., Toni V. O. (1973) Pro vik metamorficinic porid ruminskom ciastini marmaroskogo masivu v shidnih Carpatah za danimi kalii—Argonovogo metodu. *Dopovidi Akademii Nauk Ucrainskoi RSS, gheologhita, gheofizika, himie, ja biologhita, seria 5*, p. 399—402, Kiev.
- Matkovskii I. O. (1971) Mineraloghia i petrografia Civeinskih gor. (Ucrainskie Carpati). *Izdatelstvo Lvovskogo Universiteta*.





- Minzatu Silvia, Lemne Maria, Vijdea Eleonora, Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena, Tiepac I. (1975) Date geocronologice obținute pentru formațiuni cristalofiliene și masive eruptive din România. *D. S. Inst. Geol.* LXI/5, p. 85–111, București.
- Mureșan M. (1967) Structura tectonică a părții de sud a zonei cristalino-mezozoice din Carpații Orientali. *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 12, 1, p. 243–248, București.
- Mureșan M. (1976) O nouă ipoteză privind pinzele bucovinice din partea sudică a zonei cristalino-mezozoice a Carpaților Orientali. *D. S. Inst. Geol. Geof.*, LXII/5, București.
- Mureșan M., Ioncică Magdalena, Tănăsescu Anca (1974) Asupra prezenței metamorfitelor caledoniene în zona cristalino-mezozoică a Carpaților Orientali (seria de Dâmuc). *D. S. Inst. Geol.*, LX/5, p. 47–54, București.
- Mureșan M., Tănăsescu Anca, Ioncică Magdalena (1975) Concordanța de vîrstă între metamorfismul regional precambrian al granitoidelor de Hăghimaș și cel al seriei de Bretila Rarău (Carpații Orientali). *D. S. Inst. Geol.*, LXI/5, p. 135–151, București.
- Pankhurst R. J. (1974) Rb—Sr whole-rock cronology of Caledonian events in Northeast Scotland. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85., p. 345–350.
- Pitulea G. (1972) Les formations paléozoïques métamorphisées de l'extrémité nord-ouest des Monts Maramureș (bassin de la vallée de Bistra). *Stud. cerc. geol., geof., geogr., seria Geologie*, 17, 1, p. 3–12, București.
- Pop G., Ailenei G., Cristea I., Soroiu M., Popescu G. (1974) Evolution of the Metamorphic Belt in Romanian East Carpathians as Revealed by the K—Ar Dating. *Rev. Roum. Géol. Géophys. et Géogr., Géophysique*, 18, p. 141–148, Bucarest.
- Purtscheller F., Sassi F. P. (1975) Some thoughts on the pre-alpine metamorphic history of the Austroalpine basement of the Eastern Alps. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 22, p. 175–199.
- Rösler J. H., Pilot J. (1967) Zur Alterbestimmung hydrothermaler Lagerstätten mit Hilfe der K—Ar Methode. *Fortschr. Miner.*, 45, 1, p. 37–51, Stuttgart.
- Rudakov S. G. (1966 a) O vozvaste granitoidov v Civeinskih gorah. *Ocerki po gheologii sovetskih Carpat*, p. 189–194 (Ed. Univ. Moscova). *Izdalltestvo Moscovskogo Universiteta*.
- Rudakov S. G. (1966 b) O metamorficeskom complekse Civeinskih gor i ego vzaimootnosheniia s drevneishimi porodami Rahovskogo massiva. *Ocerki po gheologii sovetskih Carpat*, p. 6–15. *Izdalltestvo Moscovskogo Universiteta*.
- Rudakov S. G. (1966 c) Necotorie ossobennosti metamorfizma drevnih porod Sovetskih Carpat. *Vestnik Moscovskogo Universiteta gheologia* 5, seria IV, p. 66–72.
- Rudakov S. G. (1971) Stratigrafia domezozoiskih abrazovanii Marmaroșskovo Massiva Vostocinih Karpat. *Vestnik Mosk. Univ., Gheologia*, 2, p. 29–42, Moscova.
- Sassi F. P., Scolari A. (1974) The bo value of the potassic white micas as a barometric indicator in low-grade metamorphism of pelitic schists. *Contr. Mineral and Petrol.*, 45, p. 143–152.
- Schaeffer A. O., Zähringer J. (1966) Potassium Argon Dating. 234 p. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg — New York*.
- Semenenko N. P. (1960) O vozraste metamorfizma porod Rahovskogo Massiva. *Materiali Carpato-Balcanskoï assofii*, 1, *Iz-d-vo An. USSR*.





- Semenenko N. P., Ladjenski N. R., Kotlovskaja F. I., Vetštin V. E. (1963) Absoliutnii bozrast gheologhiceskih formatii Carpat (an USSR). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* 5, III/2 p. 175—184, București.
- Semenenko N. P., Tkaciuc G. L., Klusin I. V. (1965) Rifeiskie geologiceskie formații domezozoiskogo fundamenta Carpat i zapadnogo sclona Ucrainskogo šcita. *Gheohronologhia dokembriea Ucraini* p. 156—161, *Naukova Dumka*, Kiev.
- Semenenko N. P., Tkaciuk L. G., Klusin V. I. (1974) Gališiskaia skladciataia oblast. Rifeid i Kaledonid i ih predgorni progib. *Bull. du VI Congr. Assoc. Géol. Carp. Balc.*, (Varzava 1963), I, 2, p. 181—187, Warzava.
- Semenenko N. P., Tkaciuk L. G., Savcenco N. A., Zaidis B. B., Kotlovskaja F. I. (1967) Absoliutnii vozrast gornih porod Carpatskogo regiona i Volino—Podolskoi pliti i ego znacenie dlea rešenja necotorih gheologhiceskih problem V. kn: Voprosi datirovki drevneisih gheologhiceskih obrazovanii i osnovnih porod. *Izdalltelstvo „Nauka“*.
- Semenenko N. P., Tkaciuk L. G., Zaidis B. B., Demidenko S. G., Kotlovskaja F. I. (1969) Itoghi issledovanii, vipolnenih sovetskom soiuz po absoliutnoi geohronologii gheologhiceskih formații Ucrainskih Carpat i sopredelnih territorii. *Acta Geol. Hung.*, XIII, 1—4, p. 359—382, Budapest.
- Slavin V. I. (1966) Triasovie otlojeniea civcinskih gor i Rahovskogo Massiva (in Ocerki po geologhii sovatskih Carpat). *Izdatelstvo Moscovskogo Universiteta*.
- Streckeisen A. (1940) Über Migmatite im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 20, p. 299—302.
- Streckeisen A. (1968) Stilpnomelan im Kristallin der Ostkarpathen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 48, 3, p. 751—780.
- Streckeisen A., Hunziker C. J. (1974) On the origin and age of the nepheline syenite massif of Ditro (Transylvania, Rumania). *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, 54/1, p. 59—77.
- Zwart H. J. (1969) Metamorphic facies series in the European orogenic belts and their bearing on the causes of orogeny. *Geol. Assoc. of Canada, Special Paper* 5, p. 7—16.





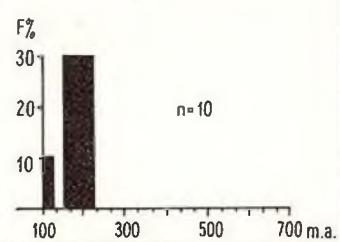
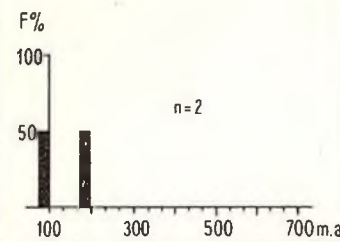
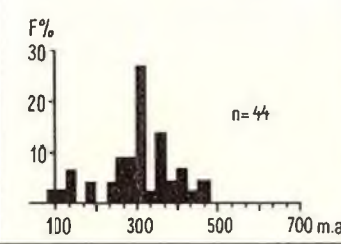
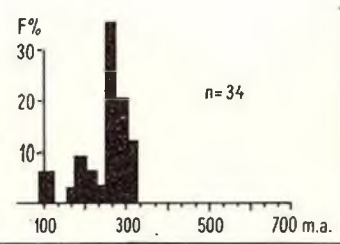
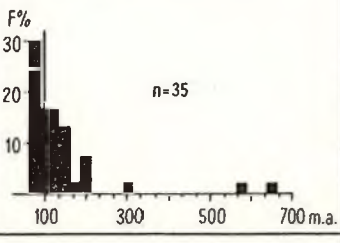
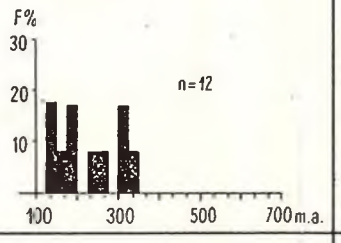
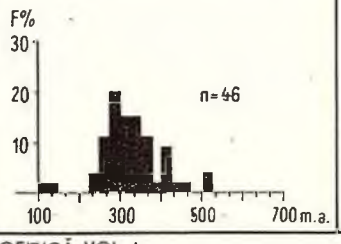
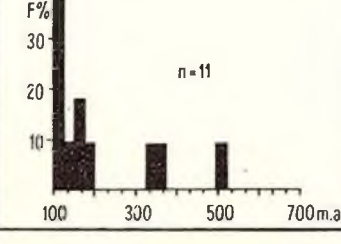
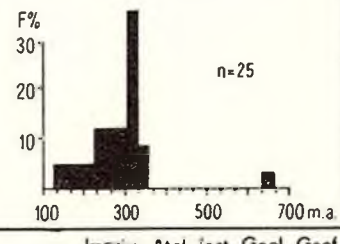




# DISTRIBUTION DES SÉRIES METAMORPHIQUES ET DES ÂGES MODELE K/Ar DANS LES PRINCIPALES UNITÉS TECTONIQUES DE LA ZONE CRISTALLINE DES CARPATES ORIENTALES

H.G. KRAUTNER et al. Interprétation des âges radiométriques K/Ar pour les roches métamorphiques régénérées.

Pl. I

		GROUPE DES NAPPES DE BISTRIȚA			GROUPE DES NAPPES DE MARAMUREȘ			
		Nappe bucovinienne		Nappe de Rodna-Mestecăniș (Nappe sub-bucovinienne)	Nappe de Iacobi	Demi fenêtre de Rodna	Fenêtre de Rusaia	Fenêtre de Vaser
		Unité de Rarău	Unité de Putna					
MÉTAMORPHISME À 310 ± 10 m.a. (HERCYNIEN)	Carbonifère inférieur- Silurien			Série de Țibău (C <sub>1</sub> ) 	Série de Argeștru (Pz. s.)	Série de Repedeș (S-C <sub>1</sub> ) 	Série de Rusaia (S)	?
MÉTAMORPHISME À 505 ± 5 m.a. (CALÉDONIEN ANCIEN)	Cambrien inférieur- Vendien		Série de Tulgheș (V-Cb <sub>1</sub> ) 	Série de Tulgheș (V-Cb <sub>1</sub> ) 				
MÉTAMORPHISME À 850 ± 50 m.a. (DALSLANDIEN)	Précambrien supérieur A <sub>2</sub> (Protérozoïque moyen II)			Série de Rebra (Pc. s. A <sub>2</sub> ) 	Série de Rebra (Pc. s. A <sub>2</sub> ) 			
	Précambrien supérieur A <sub>1</sub> (Protérozoïque moyen I)	Granitoides de Hăghimaș Série de Bretila (Pc. s. A <sub>1</sub> ) 				Série de Bretila (Pc. s. A <sub>1</sub> ) 	Série de Bretila (Pc. s. A <sub>1</sub> ) 	

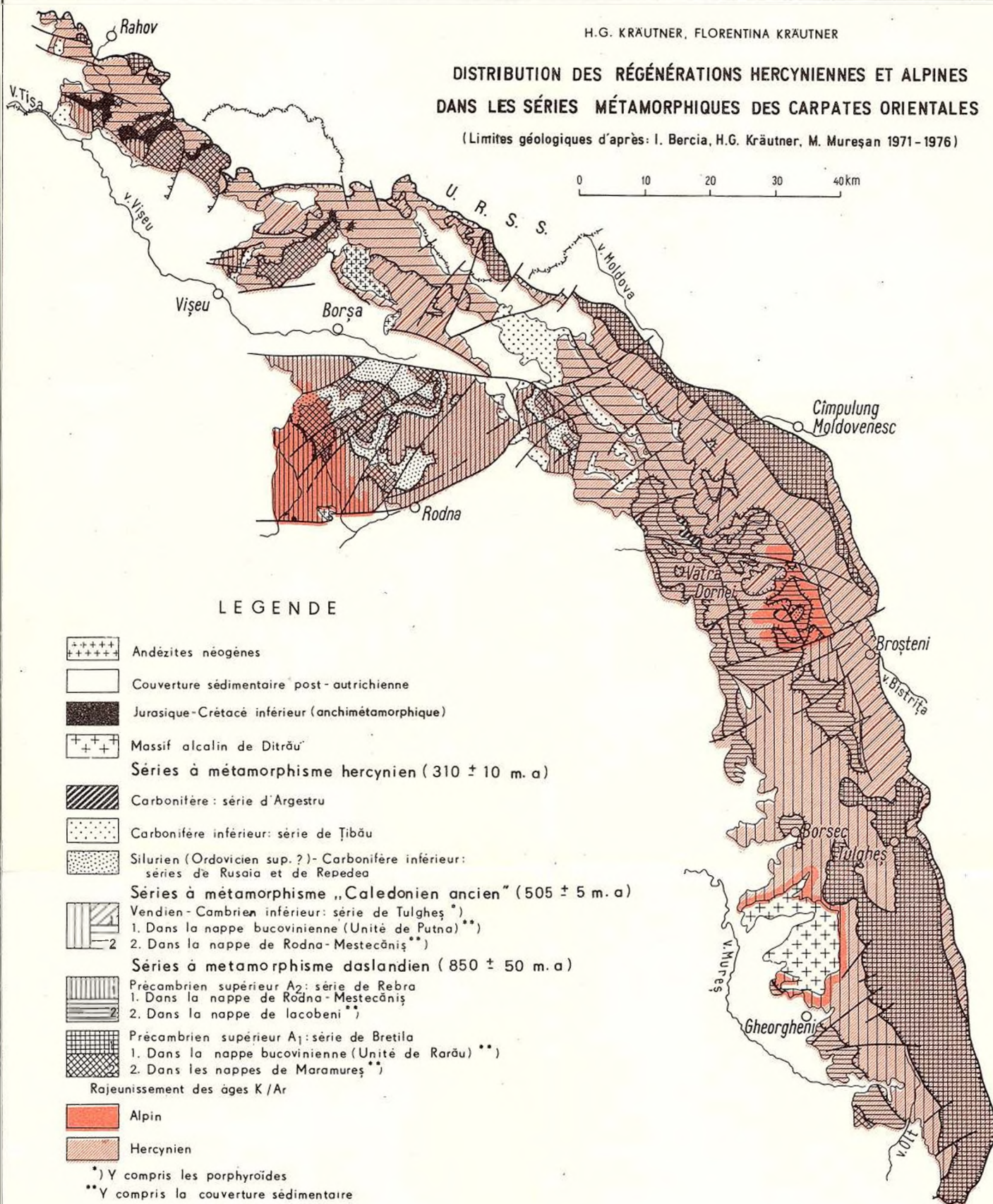




H.G. KRÄUTNER, FLORENTINA KRÄUTNER

DISTRIBUTION DES RÉGÉNÉRATIONS HERCINIENNES ET ALPINES  
DANS LES SÉRIES MÉTAMORPHIQUES DES CARPATES ORIENTALES

(Limites géologiques d'après: I. Bercia, H.G. Kräutner, M. Mureșan 1971-1976)





Tehnoredactor: GEORGETA BORLEA  
Traduceri: MARIA BOCOS, ADRIANA NĂSTASE  
Ilustrația: V. NITU, CONSTANȚA BURLACU

---

*Dat la cules: iunie 1976. Bun de tipar: iulie 1976. Tiraj: 950 ex.  
Hîrtie scris I A. Format 70 × 100/56 g. Coli de tipar: 14.5. Com. 286.  
Pentru bibliotecă indicele de clasificare: 55 (058).*

---

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația” str. Brezoianu  
nr. 23-25, București - România



Institutul Geologic al României







The Annuary of the Institute of Geology and Geophysics has been edited in the course of time under the following denominations:

Anuarul Institutului Geologic al României t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'Etat pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) from the vol. XLIII-1975.





INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT  
DE  
GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME L



Volume spécial édité à l'occasion du 25<sup>e</sup>  
CONGRÈS INTERNATIONAL DE GÉOLOGIE  
Sydney, 1976



Institutul Geologic al României